



Modélisation de l'érosion fluviale long-terme : application au Bassin parisien (faibles érosions) et au Rhône messinien (fortes érosions)

Julien Gargani

► To cite this version:

Julien Gargani. Modélisation de l'érosion fluviale long-terme : application au Bassin parisien (faibles érosions) et au Rhône messinien (fortes érosions). Géologie appliquée. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2004. Français. NNT : 2004ENMP1235 . tel-00008839

HAL Id: tel-00008839

<https://pastel.archives-ouvertes.fr/tel-00008839>

Submitted on 21 Mar 2005

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Ecole des Mines de Paris

spécialité : Geosciences et Ressources Naturelles

présentée par

Julien Gargani

Modélisation de l'érosion fluviale long-terme

*application au Bassin parisien (faibles
érosions) et au Rhône messinien (fortes
érosions)*

Jury

M.	Pierre	ANTOINE	Rapporteur
M.	Bernard	BEAUDOIN	Examineur
M.	Jacques	BRULHET	Examineur
Mme.	Isabelle	COJAN	Directrice de thèse
M.	Olivier	STAB	Directeur de thèse
M.	Peter	VAN DER BEEK	Rapporteur

Table des matières

1	Introduction	7
1.1	Les facteurs forçants	7
1.1.1	Le climat	9
1.1.2	La tectonique et le relief	9
1.1.3	la lithologie	10
1.2	Les terrasses fluviales et l'incision des vallées	10
1.3	Aspects traités et démarche	12
2	Modalités de l'érosion fluviale long terme	15
2.1	Les variations climatiques : causes et conséquences	15
2.1.1	Causes	15
2.1.1.1	Le signal d'insolation	15
2.1.1.2	Stade glaciaire et interglaciaire	16
2.1.1.3	La modification de la circulation des masses d'air à la surface de la terre	17
2.1.2	Conséquences	17
2.1.2.1	Dynamique climatique et fluctuation du $\delta^{18}O$ marin	17
2.1.2.2	Les variations du niveau marin	18
2.1.2.3	Variations de température et de précipitation	20
2.1.2.4	Evolution temporelle du régime hydraulique	20
2.1.2.5	Les apports de versant en matériel solide	25
2.1.2.6	Variations de la taille du bassin versant	27
2.1.3	Enregistrement fluviale des variations climatiques	27
2.1.3.1	Les phases d'incisions du fond de vallée durant le dernier cycle climatique	27
2.1.3.2	Les phases de sédimentation en fond de vallée durant le dernier cycle climatique	29
2.1.3.3	Les vallées incisées et les séquences de dépôts	30
2.2	Déformations tectoniques : cause ou conséquence ?	31
2.2.1	L'érosion comme conséquence	31
2.2.2	L'érosion comme cause	31
2.3	Altération des roches	32
2.3.1	Mécanismes d'altération	32
2.3.2	Vitesses d'altération	33
3	Etat de l'art dans la modélisation de l'érosion	35
3.1	Mécanismes et équations de base	35
3.1.1	Modèle de la conservation de la masse	37
3.1.2	Forces tractrices et vitesse de l'écoulement	38
3.2	Processus et modélisation des versants	39

3.2.1	Relations géométriques et caractérisation du paysage	39
3.2.2	Modèle empirique multifacteurs (USLE)	40
3.2.3	Modèle à bases physiques	41
3.3	Modélisation du système fluvatile	41
3.3.1	Approche hydrodynamique pour la description du mouvement d'une particule dans un fluide	42
3.3.1.1	Rappels d'hydrodynamiques pour l'écoulement fluvial	42
3.3.1.2	Transport des particules	42
3.3.1.3	Mise en mouvement des particules	43
3.3.2	Approches empiriques pour la description du système fluvatile	44
3.3.3	Modèles de transport sédimentaires	45
3.3.4	Approches théoriques de l'érosion fluvatile sur le long-terme	47
3.3.4.1	Modèles d'érosion à partir de l'équation de conservation de la masse	47
3.3.4.2	Modèle d'érosion par proportionnalité à l'intensité du flux (Stream Power)	50
3.3.4.3	Modèle d'érosion en sous-charge sédimentaire	52
3.3.4.4	Modélisation de la surcharge sédimentaire	54
3.3.4.5	Conclusion	55
3.3.5	Profils d'équilibres	56
4	Conception d'un modèle sur des bases mécaniques	59
4.1	Seuil d'érosion et de sédimentation	59
4.1.1	Bilan des forces	60
4.1.2	Vitesse critique	61
4.1.3	Force en $F(1/r^2)$	65
4.1.4	Utilisation pour le développement des équations d'érosion fluvatile long-terme	68
4.1.5	Conclusion	70
4.2	Les décalages entre débit et apport latéral	70
4.3	Modélisation de l'érosion fluvatile long-terme	73
4.3.1	Le modèle conceptuel pour la simulation du cycle de l'érosion	73
4.3.2	Le modèle physique	74
4.3.3	Découplage des variables temporelles et spatiales	75
4.3.4	Simulation de l'influence des différents paramètres dans des cas simples	76
4.3.4.1	Simulation de la variation spatiale du débit par unité de largeur sur le profil d'équilibre	76
4.3.4.2	Simulation du rôle de la pente dans le processus d'érosion et de sédimentation	76
4.3.4.3	Simulation du rôle de la lithologie sur le profil d'équilibre	77
4.3.5	Simulation du décalage entre le débit et l'apport latéral	77
4.3.6	Simulation des seuils de $q(t)$ et $B(t)$ sur les phases d'érosion et de sédimentation	80
4.4	Relation entre érosion et compensation isostatique	84
4.4.1	Présentation du modèle pour simuler l'isostasie	85
4.4.1.1	Application à l'érosion fluvatile	86
4.4.1.2	Sensibilité aux différents paramètres	88
4.4.2	Couplage entre isostasie et érosion	88
4.4.3	Isostasie et réseau hydrographique	90

5	Application au cas des faibles érosions : le Bassin parisien	95
5.1	Cadre général de l'étude	95
5.1.1	Rappel concernant l'histoire géologique du Bassin parisien et sa lithologie	96
5.1.2	La tectonique quaternaire du Bassin parisien	98
5.1.2.1	Les déformations actuelles	98
5.1.2.2	Les indications de déformation par les paléo-plages	98
5.1.2.3	Quelques indications de déformations plio-quaternaires	98
5.1.2.4	Les structures majeures du bassin parisien	99
5.2	Simulation de l'évolution temporelle	99
5.2.1	Base de la simulation temporelle	99
5.2.2	Estimation des paléo-courants par l'analyse de la granulométrie	102
5.2.2.1	Les paléo-courants du bassin de la Somme	102
5.2.2.2	Conclusion	105
5.2.3	La forme du signal de l'apport latéral et du débit	105
5.3	Simulations spatiales du débit et de l'apport latéral	107
5.4	La Somme	109
5.4.1	Les terrasses	109
5.4.2	Les variations spatiales des paramètres hydrauliques pour la Somme	111
5.4.3	La paramétrisation des déformations et de la lithologie	113
5.4.3.1	La tectonique	113
5.4.3.2	La lithologie	113
5.4.4	Résultats	114
5.4.4.1	Influence de la compensation isostatique	114
5.4.4.2	Résultat de la simulation des terrasses	116
5.4.4.3	Erosion et sédimentation en un point donné du profil	119
5.4.4.4	Conclusion pour la Somme	122
5.5	La Seine	123
5.5.1	Les variations spatiales des paramètres hydrauliques	123
5.5.2	La paramétrisation de la déformation et de la lithologie	125
5.5.2.1	La tectonique	125
5.5.2.2	La lithologie	125
5.5.3	Les terrasses	125
5.5.4	Les résultats	127
5.5.5	Conclusion pour la Seine	127
5.6	La Marne	131
5.6.1	Les variations spatiales des paramètres hydrauliques	131
5.6.2	Les terrasses	132
5.6.3	Paramétrisation des déformations et de la lithologie	132
5.6.4	Résultats	132
5.6.5	Conclusion	135
6	Application au cas des fortes érosions : la crise messinienne.	139
6.1	Le Rhône Messinien	141
6.1.1	Les déformations post-messinienes et le profil du Rhône Messinien	141
6.1.2	Conséquences de l'incision messinienne	143
6.1.2.1	Conclusion sur les conséquences de l'érosion messinienne	146
6.1.3	Conséquences de l'abaissement de la Méditerranée	146
6.1.4	Conclusion sur le rôle de l'isostasie flexurale dans la genèse du profil longitudinal du Rhône messinien	148
6.1.5	Le remplissage plio-quaternaire de la vallée du Rhône	151

6.1.6	Géométrie du profil et érosion régressive	153
6.1.7	Scenario probable de la crise messinienne	156
6.1.8	Conclusion sur le Rhône messinien	156
6.2	Impact régional de la crise messinienne	158
6.2.1	Application à la Durance messinienne	158
6.2.1.1	Déformations ante-messinienne et post-messinienne le long de la Durance	158
6.2.1.2	Déformations messiniennes provoquées par l'érosion	159
6.2.1.3	Déformations messiniennes provoquées par l'abaissement de la mer Méditerranée	159
6.2.1.4	Remarques et conclusions sur la Durance messinienne	159
6.2.2	Application au Nil messinien	162
6.3	Détermination de la rigidité flexurale par l'analyse des rivières	162
7	Conclusion	167
8	Annexe	185
8.1	Solution analytique à l'équation de conservation de la masse	185
8.2	Méthode des différences finies pour le calcul de la conservation de la masse	185
8.3	Données de granulométrie	187
8.4	Données hydrologiques	189

Chapitre 1

Introduction

Les reliefs résultent d'une interaction complexe entre processus de surface, mouvements tectoniques et climat. Les mécanismes agissant sur la surface de la terre à travers l'érosion et le transport de la matière à la surface des continents sont la conséquence de l'interaction de mécanismes étroitement couplés (*fig. 1.1*). De la diversité des processus prenant part au contrôle du système fluvial résulte une dynamique complexe à l'échelle locale sur le long terme. Les conséquences de cette dynamique à l'échelle continentale sur les rythmes d'incision, le volume de matière déplacé et les interactions entre ces processus ne sont pas encore pleinement comprises. L'objectif de cette thèse est de proposer une modélisation de cette dynamique, dans le cadre de faibles perturbations tectoniques.

Lorsque l'on s'intéresse à la dynamique du système fluvial sur le long terme, on ne peut qu'observer la grande diversité morphologique des objets géologiques et constater les lacunes dans l'information dont on aurait besoin pour pouvoir reconstruire l'histoire et comprendre l'évolution de ces phénomènes. Il est, de plus, rarement possible de les comparer à partir de systèmes actuels qui soient des analogues vraiment pertinents. Face à cette difficulté à observer et à quantifier la dynamique fluviale sur des échelles de temps de l'ordre du cycle climatique et sur des dimensions d'ordre régional, la modélisation constitue une approche complémentaire aux travaux menés sur le terrain. Elle permet d'étudier la dynamique de l'érosion fluviale depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle continentale.

1.1 Les facteurs forçants

Pour comprendre les systèmes complexes, il faut discriminer les facteurs principaux influençant l'évolution générale du système de ceux n'intervenant que localement. L'analyse de l'érosion fluviale long-terme conduit à distinguer deux sortes de paramètres :

- les facteurs allocycliques (lithologie, climat et tectonique),
- les facteurs autocycliques (largeur et profondeur de la rivière, variation du courant en fonction de la géométrie du chenal,...).

Par cette distinction, on caractérise des échelles de travail spatio-temporelles qui permettent de faire abstraction de nombreux paramètres (par exemple on n'intègre pas le mouvement de chaque grain sur le fond de la rivière pour simuler la dynamique sur le long terme du système fluvial). Pour les études long-terme de l'érosion fluviale la paramétrisation des facteurs allocycliques est nécessaire afin de décrire les grandes tendances du système.

Sans négliger l'importance de facteurs locaux influençant les écoulements liés notamment à la géométrie du chenal et à la répartition des vitesses à l'intérieur de celui-ci, nous adopterons une approche permettant de travailler à l'échelle continentale (~ 100 km), malgré les incertitudes attachées aux données de terrain, tout en caractérisant les éléments qui, à notre échelle, peuvent être fondamentaux.

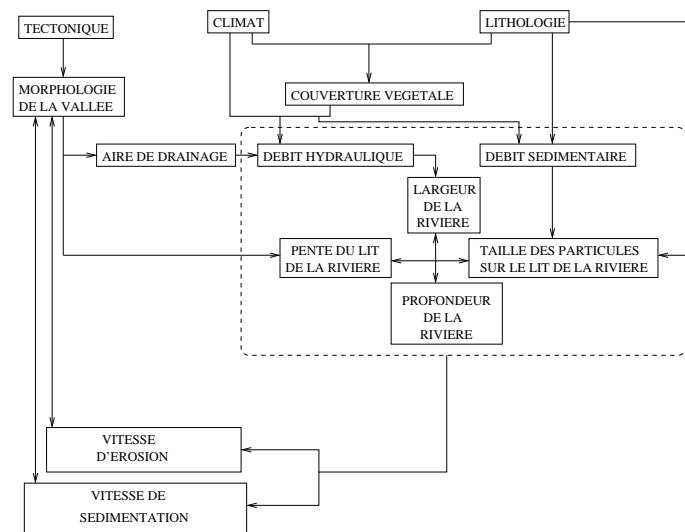


FIG. 1.1 – *Interrelations entre les différents paramètres influençant le système.*

1.1.1 Le climat

Le climat intervient directement et indirectement sur l'érosion et le transport des sédiments. Directement par l'intermédiaire des précipitations (pluie et neige), de la température (qui joue sur l'altération des roches) et du vent (érosion éolienne) et indirectement par l'intermédiaire de la végétation, en influençant les processus d'altération des roches ainsi que l'érosion des versants (donc l'apport en matériel solide jusqu'au fond de vallée).

La vitesse d'érosion entre des bassins versants en périodes glaciaires et non-glaciaires est encore l'enjeu d'études [110]. Dans certaines régions telle que l'Alaska, les flux sédimentaires des bassins glaciaires sont de l'ordre de grandeur, voire supérieurs, à ceux des bassins non-glaciaires ayant des conditions de précipitation, de nature des roches et de surrection similaires [82].

Le climat peut aussi intervenir par le biais des variations à long terme du niveau marin, conséquence du développement de la calotte glaciaire. La baisse du niveau marin contrôle partiellement l'évolution de la géométrie du profil longitudinal des fleuves, lorsque la géométrie du profil longitudinal des fleuves mise à nu n'est pas un profil à l'équilibre [181].

La large gamme d'échelles de temps sur laquelle le climat varie complexifie énormément le travail de modélisation, d'autant que l'importance relative de chaque type d'échelle dans le façonnement à long terme des reliefs est encore mal comprise. Le temps de réaction des paramètres hydrauliques (hauteur d'eau, largeur du lit,...) à des changements de régime n'est pas le même et peut aller de l'instantané jusqu'à mettre plusieurs années [103]. En ce qui concerne le climat, on peut distinguer deux grandes échelles de temps :

- la première est liée à la stochasticité du climat à court terme (i.e. < 5 ka).
- la deuxième est liée aux changements climatiques à long terme (i.e. > 5 ka).

Cette distinction correspond non seulement à une modulation intensité-fréquence des événements climatiques, mais également à des changements de la nature des processus d'érosion (érosion par les glaciers, fluvio-glaciaire, gélifraction, solifluxion...).

Durant la suite de cette étude, nous nous restreindrons aux changements climatiques sur le long terme (i.e. > 5 ka), et n'aborderons ceux de durée plus courte, que pour mieux comprendre les mécanismes qui contrôlent l'érosion fluviale sur le long terme.

1.1.2 La tectonique et le relief

À l'échelle du globe, la topographie est essentiellement contrôlée par la déformation des continents, c'est-à-dire au niveau des limites des plaques tectoniques, et dans les zones intraplaques. Le système s'organise en bassins versants élémentaires contrôlant les chemins de transfert de la matière à l'échelle continentale et les flux qui y transitent.

Il n'est pas rare que les vallées se créent le long d'accidents tectoniques tels que des failles (faille de la Durance, faille de la Somme,...) et se développent là où s'est formée une morphologie favorable à la collecte du ruissellement tels que l'axe des synclinaux ou les fossés tectoniques (dans la Manche par exemple).

La tectonique, en créant des pentes et des ruptures de pente, influence le relief et son évolution. Les déformations provoquées par la tectonique laissent des traces aussi bien dans les terrasses des paléo-rivières que dans la morphologie des fleuves actuels [95].

Suivant l'échelle de temps à laquelle on regarde la tectonique, on considère celle-ci soit comme un phénomène stable dans le temps, soit comme ayant un fonctionnement saccadé. En effet, les échelles de temps caractéristiques s'échelonnent depuis la durée d'un séisme, pouvant dévier un cours d'eau ou déclencher des glissements de terrain, jusqu'à l'échelle de temps de la réponse isostatique et du fluage de la croûte inférieure changeant la forme des reliefs.

Dans le cas des massifs à forte déformation comme l'Himalaya, la cohérence entre les données de déformation actuelles (GPS, ...) et long-terme suggère que l'approximation d'une déformation continue

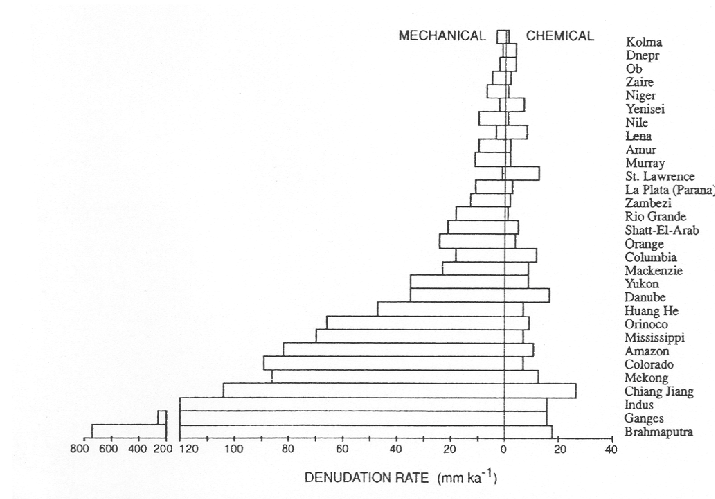


FIG. 1.2 – Part de l'érosion chimique et de l'érosion mécanique (Summerfield et Hulton, 1994)[169].

aux petites et grandes échelles de temps est valide [43].

Nous allons nous concentrer sur des phénomènes dont l'échelle de temps est supérieure à 1 ka. Ceci nous conduit à négliger les déformations inférieures à cette échelle de temps.

1.1.3 la lithologie

En fonction de la nature des roches traversées, l'érosion fluviale sera différente. En effet, les roches résistent plus ou moins bien à l'érosion fluviale. Elle réagissent différemment aux climats les plus rudes (notamment aux cycles gel/dégel, à l'infiltration). La part de l'érosion mécanique et de l'érosion chimique n'est pas non plus la même suivant la lithologie. Les calcaires sont sensibles à l'érosion chimique, ce qui se traduit par la formation de karsts. Ceux-ci permettent une érosion plus diffuse que l'érosion fluviale [62].

L'érosion mécanique tend à arracher les particules qui sont ensuite transportées par le ruissellement de surface vers les fleuves. L'érosion chimique tend à approfondir les sols au détriment des roches. L'érosion mécanique et l'érosion chimique sont deux mécanismes qui peuvent coexister, mais l'érosion chimique est souvent le prélude à l'érosion mécanique. La part de l'érosion mécanique est globalement supérieure à celle de l'érosion chimique [169] [148] (fig. 1.2). Le phénomène de la karstification et l'érosion chimique ne seront pas abordés directement dans la suite de cette étude.

1.2 Les terrasses fluviales et l'incision des vallées

Le souci de confronter le modèle à la réalité ainsi que celui de paramétrer les facteurs forçants du modèle de façon réaliste posent le problème de l'enregistrement des paléo-fleuves. Ceux-ci se manifestent en laissant des vallées incisées et des dépôts fluviaux.

Une terrasse fluviale est un objet géomorphologique qui correspond à un dépôt alluvial. Une terrasse constitue une trace, un enregistrement d'un ancien cours d'eau. La compréhension de la genèse de ces objets est susceptible de nous fournir des informations sur les évolutions passées des fleuves, mais aussi sur l'environnement global pour les différentes périodes. En effet, le système fluvial réagit aux différentes variations que le milieu lui imprime (climat, tectonique, lithologie) et son fonctionnement

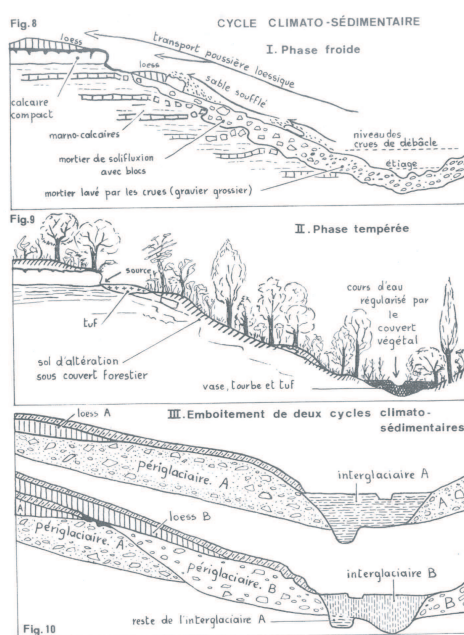


FIG. 1.3 – Terrasse fluviale et cycle climatique (Bourdier, 1969) [36]. En phase froide, les versants sont chargés de débris grossiers et de loess. Les fonds de vallées sont engorgés de sédiments. En phase tempérée, la végétation recouvre les versants et le fond de vallée est rempli de matériel fin.

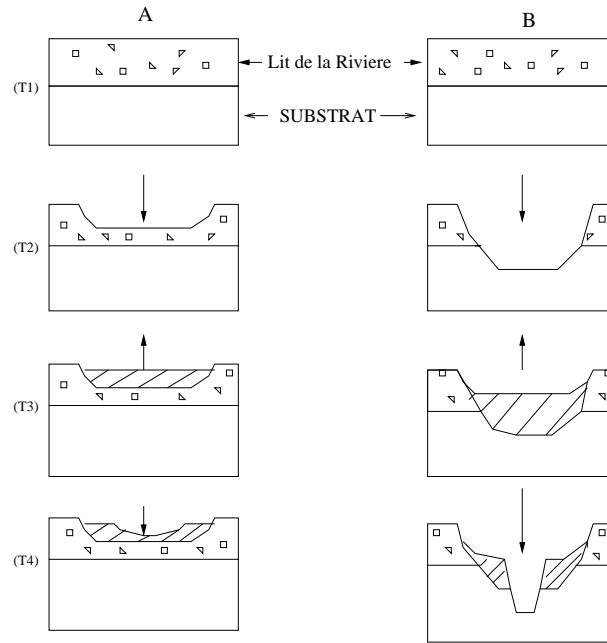


FIG. 1.4 – Différents types de terrasses : A : terrasses emboîtées, B : terrasses étagées.

s'en trouve modifié. Mais puisque les rivières s'adaptent aux variations de climat (*fig. 1.3*), de tectonique et de lithologie, elles peuvent potentiellement enregistrer les fluctuations qui les contrôlent et permettre de les quantifier par rétrodiction. Elles enregistrent même les signes de l'activité anthropique, à travers les perturbations du milieu fluvial générées par la déstabilisation des versants, lors des défrichements sur les 5000 dernières années [7][10].

La formation des terrasses est souvent interprétée comme étant due à des changements de processus de sédimentation des cours d'eau avec :

- une phase d'érosion durant laquelle le cours d'eau creuse ses alluvions et s'y enfonce,
- une phase de sédimentation au cours de laquelle le cours d'eau dépose des alluvions.

Selon l'intensité des phases de dépôt et d'érosion, on peut obtenir différents types de terrasses : emboîtées ou étagées (*fig. 1.4*). Mais la complexité des conditions de dépôts génère une diversité des morphologies. De plus suivant les conditions du milieu, celles-ci peuvent soit ne pas se former, soit ne pas être conservées. En revanche, une migration latérale du lit de la rivière dans le temps peut favoriser la conservation des terrasses.

Les vallées incisées, elles, sont interprétées comme traduisant essentiellement les mouvements tectoniques et les variations eustatiques. Les incisions sont provoquées par l'érosion régressive qui s'effectue de l'aval vers l'amont.

1.3 Aspects traités et démarche

Dans le but de traiter toutes les dimensions de ce problème complexe, une approche multidisciplinaire intégrant une réflexion sur les processus physiques et les données géomorphologiques, et un travail d'implémentation des modèles a été mené.

Nous nous concentrerons sur des objets dont la durée dépasse la centaine de milliers d'années et

pour des échelles spatiales supérieures à la centaine de kilomètre. Ceci nous conduira à négliger la géométrie locale des écoulements et les fluctuations climatiques inférieures au millier d'années.

Afin de construire notre modèle, une analyse préalable du phénomène étudié s'impose. Pour essayer de comprendre comment caractériser l'érosion fluviale sur le long terme, nous avons d'abord cherché à savoir quand et sous quelles conditions celle-ci se produisait. Afin d'y parvenir nous nous sommes appuyé sur des éléments d'observations publiés dans la littérature (*chapitre 2*).

Nous avons ensuite fait une synthèse sur les principaux modèles d'érosion (*chapitre 3*) qui nous a conduit à développer une approche tenant compte des mécanismes influençant le comportement du système fluvial sur le long terme (*chapitre 4*). Dans le cadre de ce modèle long-terme, nous avons inclus les effets de couplage liés à la compensation isostatique.

Puis nous avons appliqué le modèle développé précédemment dans le cas des faibles incisions (*chapitre 5*). Nous avons en particulier étudié le rôle conjoint des variations climatiques et de la tectonique pour le bassin de Paris sur plusieurs cycles climatiques au cours du dernier million d'années.

Enfin, nous avons appliqué le modèle au cas des fortes incisions dans le cadre de la crise messinienne, il y a plus de 5 Ma, pour pouvoir analyser le rôle des baisses du niveau marin sur l'érosion régressive et la réponse de l'isostasie sur les profils longitudinaux des fleuves (*chapitre 6*).

Chapitre 2

Modalités de l'érosion fluviale long terme

Après avoir rappelé l'origine des variations climatiques et leur impact sur le niveau marin, sur la température et la pluviométrie, nous présentons notre analyse sur l'évolution temporelle du débit liquide et de l'apport latéral en matière solide au cours d'un cycle climatique pour l'Europe du Nord-Ouest. Les phases d'incision et de sédimentation du fond de vallée pour le dernier cycle climatique à l'échelle de l'Europe du Nord-Ouest sont répertoriées.

2.1 Les variations climatiques : causes et conséquences

Depuis que les géologues ont reconnu les signes de l'avancée et du recul des glaciers, au milieu du 19ème siècle, de nombreuses recherches ont été menées afin de comprendre les mécanismes qui contrôlaient les changements climatiques. La succession des âges glaciaires et interglaciaires est d'abord apparue comme étant irrégulière dans le temps. Puis, dans les années 1960-1970, avec l'amélioration des techniques de datation et l'analyse des enregistrements des changements climatiques dans les sédiments océaniques, il est apparu de plus en plus clairement que les variations climatiques étaient dominées par des cycles astroclimatiques de 19 ka, 23 ka, 41 ka et 100 ka [98] ainsi que de 400 ka, confirmant la théorie de Milankovitch.

2.1.1 Causes

2.1.1.1 Le signal d'insolation

Les modèles astronomiques prédisent les changements d'incidence des radiations solaires (insolation) sur la surface de la terre par la connaissance des variations de la précession, de l'obliquité et de l'excentricité [31]. Ils permettent de reproduire avec une bonne précision la cyclicité des variations climatiques (*fig. 2.1*).

Plus précisément, la terre décrit dans l'espace une ellipse dont le soleil occupe un des foyers. Cette ellipse se déforme de deux façons : d'une part elle tourne très lentement par rapport à des étoiles fixes ; d'autre part son excentricité, qui est une mesure du degré d'aplatissement de l'ellipse, varie

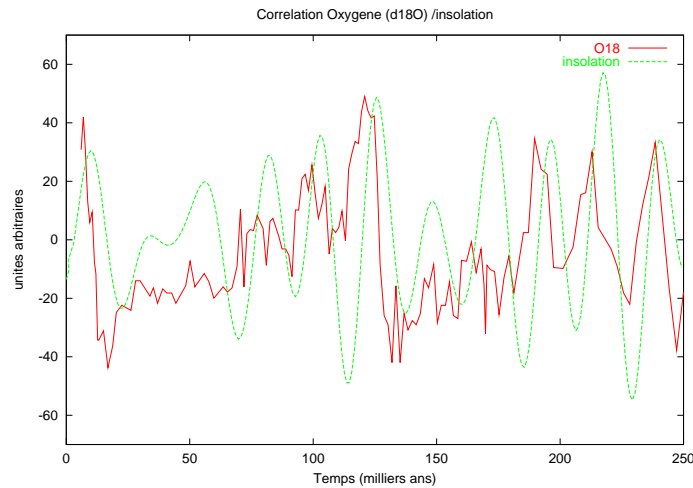


FIG. 2.1 – *Corrélation entre les variations d'insolation et la teneur en $\delta^{18}\text{O}$. (Courbe d'insolation d'après Berger, courbe teneur en $\delta^{18}\text{O}$ d'après Bassinot (1993)). La courbe de $\delta^{18}\text{O}$ provient du site MD900963, 05003'N-73051'E.*

d'une configuration presque circulaire à une valeur maximum de 6%. Cette variation présente une pseudo-périodicité de 100 ka.

L'inclinaison de l'axe de la terre sur le plan de son orbite varie de $1^{\circ}30'$ autour d'une valeur moyenne de $23^{\circ}30'$, avec une périodicité de 41 ka. Lorsque l'inclinaison est forte, les zones de haute latitude reçoivent davantage d'énergie en été, mais moins en hiver, ce qui amplifie le contraste saisonnier. L'inverse se produit en période de faible inclinaison.

La précession provient du fait que la terre n'est pas parfaitement sphérique. L'action du soleil, de la lune et des planètes sur le renflement équatorial de la terre provoque une rotation de son axe avec une double périodicité (dont un cycle mineur de 19 ka). En conséquence, le moment où le pôle nord pointe vers le soleil ne correspond pas toujours à la même position de la Terre sur son orbite.

Pour déterminer les saisons pendant lesquelles la Terre est près du soleil (actuellement durant l'hiver pour l'hémisphère nord) et celles pendant lesquelles elle est loin (pendant l'été actuellement), il est nécessaire de tenir compte du lent mouvement de déformation de l'orbite elliptique de notre planète.

2.1.1.2 Stade glaciaire et interglaciaire

Sur la base de cette cyclicité des variations climatiques, s'est forgé le concept de "cycle climatique". Celui-ci peut-être décrit simplement en le divisant en 4 phases : la phase glaciaire, la phase de réchauffement (transition du glaciaire à l'interglaciaire), l'interglaciaire et la phase de refroidissement (transition de l'interglaciaire au glaciaire).

La phase glaciaire, à cause de la diminution de l'insolation, se manifeste par l'avancée des glaciers et la création d'importantes calottes glaciaires s'étendant bien au-delà des pôles arctique et antarctique actuels. A cause du piégeage de l'eau dans les calottes, le niveau marin des périodes glaciaires est plus bas que celui des périodes interglaciaires. L'amplitude des variations de température moyenne d'un stade glaciaire à un stade interglaciaire est de l'ordre d'une dizaine de degrés environ [70] [81] [200]

(fig. 2.5). Bien que limités, ces changements de température produisent des changements majeurs dans la faune et la flore [182].

Une diminution importante de la couverture végétale pouvant faciliter la déstabilisation des versants (phénomène de “solifluxion”). Ces changements de température ont également des incidences sur le sol : en effet avec le refroidissement, le Nord-Ouest de l’Europe se trouve confronté à des périodes de gel hivernal de plus en plus longues, affectant parfois le sol jusqu’à plusieurs dizaines de mètres de profondeur (permafrost) [6]. De plus, étant donné les différences de masse volumique entre l’eau liquide et la glace, la répétition des cycles gel/dégel a certainement favorisé la fracturation des roches suite à l’infiltration d’eau (phénomène de gélifraction). Les périodes glaciaires sont également marquées par une baisse de la pluviométrie [81], et sont donc considérées comme des périodes plus sèches (fig. 2.5).

La phase de réchauffement marque la transition de la période glaciaire vers la période interglaciaire. Elle se caractérise par un réchauffement des températures qui entraîne la fonte des glaciers et des calottes glaciaires. Ceci provoque la remontée du niveau marin. En outre l’amélioration des températures permet une installation de la couverture végétale.

La phase interglaciaire (comme celle que nous vivons actuellement) est marquée par des températures moyennes plus chaudes, ce qui implique une présence mineure des glaciers et surtout des calottes glaciaires relativement peu développées. De ce fait, le niveau marin se trouve être relativement élevé durant les stades interglaciaires. Les contrastes saisonniers sont plus importants en période interglaciaire qu’en période glaciaire. De plus, la pluviométrie est plus importante, ce qui, associé à des températures plus élevées, favorise l’établissement d’une couverture végétale importante et protectrice en Europe de l’Ouest [89].

Enfin la période de refroidissement est caractérisée par une dégradation de la couverture végétale, une chute du niveau marin et la croissance de la calotte glaciaire.

2.1.1.3 La modification de la circulation des masses d’air à la surface de la terre

Sur de longues périodes de temps ($> \text{million}$ d’années), les modifications induites par l’activité tectonique peuvent modifier la circulation des masses d’air et donc le climat : c’est notamment le cas pour l’Himalaya. Ce phénomène ne sera pas abordé dans la suite de ce travail qui portera sur des périodes plus courtes ($< \text{million}$ d’années).

2.1.2 Conséquences

2.1.2.1 Dynamique climatique et fluctuation du $\delta^{18}O$ marin

La croissance des glaciers et un refroidissement se traduisent tous deux par une augmentation du rapport $^{18}O/^{16}O$ des coquilles de foraminifères des sédiments marins. Inversement, un réchauffement et la fonte des glaciers qui s’en suit sont caractérisés par une diminution du rapport $^{18}O/^{16}O$ de ces fossiles. Les courbes isotopiques marines permettent donc de reconstituer la succession des glaciations qui ont affecté notre planète depuis plusieurs millions d’années en relation avec les fluctuations de l’insolation. Elles varient en étroite corrélation avec la température de l’air à la surface des continents enregistrée par les pollens piégés dans les sédiments lacustres [76] et les fluctuations de matière organique enregistrées dans les loess [89] (fig. 2.2).

Étant donné le mode de construction de la plupart de ces courbes et de leur calage temporel (grâce à la courbe SPECMAP), les décalages entre les courbes $\delta^{18}O$ avec le signal d’insolation ne sont pas toujours visibles. Seules les courbes où chaque échantillon a été daté par des méthodes de datation absolue permettent de mettre en évidence des décalages temporels. Un décalage entre la courbe d’insolation et les courbes $\delta^{18}O$ s’explique par l’inertie des systèmes physiques à réagir aux variations d’insolations, avec un délai pouvant varier d’un système à l’autre [98].

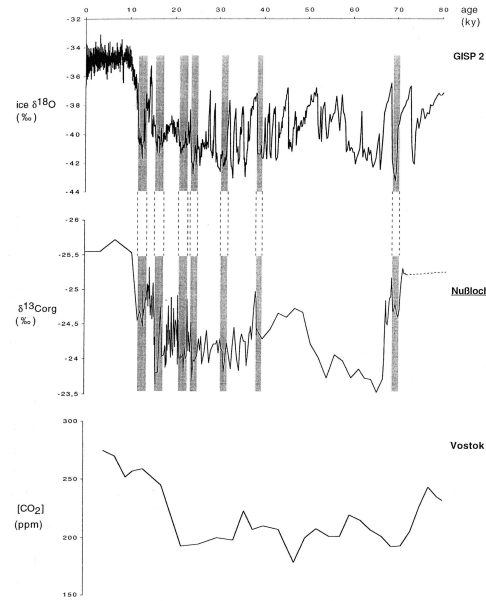


FIG. 2.2 – Corrélation entre le signal $\delta^{18}O$, la courbe CO_2 et les fluctuations de matière organique enregistrées par le $\delta^{13}C$ (Hatté et al., 1999) [89] Les variations principales des signaux isotopiques sont en phase.

Depuis le dernier maximum glaciaire, le décalage observé est de 2500 ans environ [98]. Parmi les facteurs pouvant expliquer le retard du signal $\delta^{18}O$ sur la courbe d'insolation, on peut citer le temps de mélange des eaux océaniques. Cependant celui-ci est inférieur à 1000 ans et ne peut être responsable de la totalité du décalage [165].

2.1.2.2 Les variations du niveau marin

Puisqu'une augmentation de la taille des calottes glaciaires influence directement le niveau marin, il a été mis en évidence qu'il existe une relation entre le niveau marin et la courbe $\delta^{18}O$.

Pour fixer les idées, si l'on estime la profondeur des océans à 3500 m, et que l'on fait l'hypothèse d'une composition isotopique moyenne en ^{18}O de la glace stockée sur les continents de 3.5%, une baisse de 100 m du niveau marin entraîne une augmentation de la composition isotopique de l'eau de mer de 0.1%. Cette variation de 0.1% du rapport isotopique pour 100 m de variation du niveau marin est souvent citée dans la littérature [159] [163]. Les auteurs s'appuient notamment sur la variation d'environ 0.12% du rapport isotopique observée sur beaucoup de courbes isotopiques entre l'Actuel et le bas niveau marin du dernier maximum glaciaire, il y a 17000 ans environ. Cette variation a entraîné une chute du niveau marin estimée autour de 120 m en dessous du niveau actuel par les données de terrain.

Cependant des modifications de température de l'eau peuvent avoir été provoquées par des changements dans les courants océaniques ou être dues à la dérive d'iceberg et, de ce fait, certaines fluctuations de la courbe $\delta^{18}O$ peuvent ne pas être corrélables avec des fluctuations du niveau marin.

On peut considérer comme significatives les évolutions majeures du signal, tout en gardant à l'esprit que les petites oscillations hautes fréquences du $\delta^{18}O$, ne sont pas forcément corrélables avec les variations du niveau marin. Une comparaison entre les bas niveaux marins estimés en Mer Rouge et

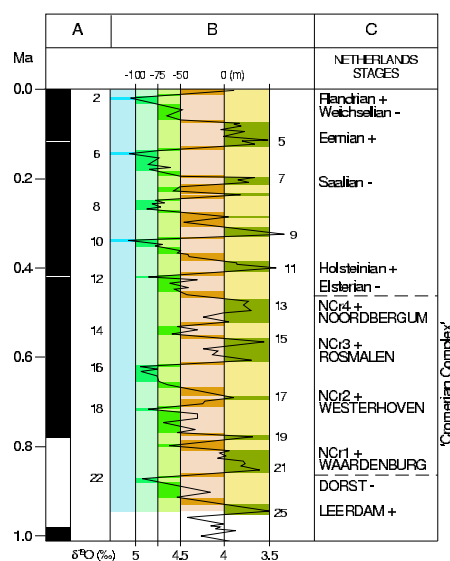


FIG. 2.3 – Variations $\delta^{18}O$ sur le dernier million d'années (d'après Funnel, 1995) [73] et interprétation en termes de variations eustatiques [57]. Les variations sont de l'ordre de la centaine de mètres.

les bas niveaux marin prévus à partir de la courbe $\delta^{18}O$, permet d'estimer que l'incertitude sur les bas niveaux marins sur les derniers stades glaciaires est de l'ordre de ± 20 m [159].

L'avantage de se baser sur une courbe $\delta^{18}O$ marine (ou d'un signal qui simule ces variations) est que cela permet d'avoir une estimation des variations eustatiques indépendantes des contraintes régionales de la zone étudiée (déformations tectoniques). Plusieurs courbes représentant les variations eustatiques ont été obtenues à la fois pour les périodes les plus récentes (fig. 2.3), et pour des périodes plus anciennes (fig. 2.4) [84] [72] [73].

Signalons que les différents systèmes physiques réagissent avec des décalages temporels différents aux changements d'insolation. Veldkamp et van Dijke [187], prennent un retard de 1 ka pour les variations du niveau marin sur la courbe $\delta^{18}O$, en se basant sur les travaux de Schumm [161]. Le temps de réaction des systèmes physiques aux variations climatiques est variable [98]. Comme le temps de mélange des eaux océaniques n'est pas immédiat, même s'il est inférieur à 1 ka, il est raisonnable de considérer un décalage entre l'insolation et les variations du niveau marin.

L'influence des variations du niveau marin sur le réseau fluvial a été mis en évidence aussi bien dans le cadre d'expériences analogiques [181], que dans le cadre de travaux de terrain [50]. Il faut donc tenir compte de ce paramètre dans les simulations numériques.

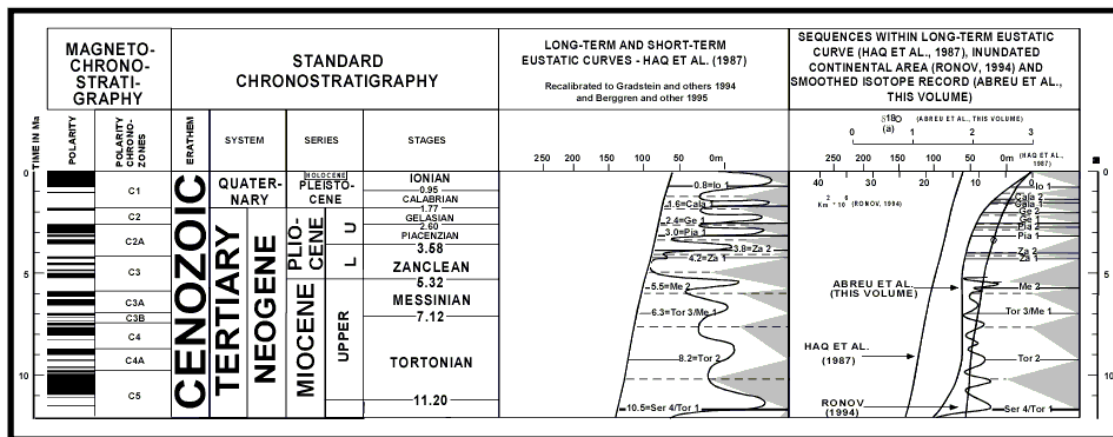


FIG. 2.4 – Variations eustatiques sur les 11 derniers millions d'années (D'après la charte de Hardenbol et al., 1997) [86].

Cependant, l'ensemble des fleuves ne réagit pas de la même façon aux variations eustatiques. Cela dépend en particulier de leur profil longitudinal [117]. Il est donc important de prendre en compte les variations du niveau marin dans les modèles pour comprendre les mécanismes qui peuvent favoriser l'érosion fluviale lors des variations du niveau marin, et quantifier l'influence de celle-ci sur l'érosion.

2.1.2.3 Variations de température et de précipitation

L'amplitude des variations de température depuis le Pliocène n'a jamais dépassé les 20°C d'après les reconstructions effectuées par Zawijn (1989) [200] sur la base d'assemblages polliniques.

L'étude des variations de température sur 140 ka effectuée dans la Vienne (figure 2.5) [71] indique, quant à elle, une différence de température d'une dizaine de degrés environ entre les phases glaciaires et les phases interglaciaires.

Sur une plus courte durée (de 7000 avant JC à 1950), Lamb [111] a estimé que les variations de température étaient de 2°C.

En ce qui concerne la pluviométrie, celle-ci est également obtenue par l'interprétation des diagrammes polliniques. Fauquette et al. (1999) [71] estiment à environ 500 mm/an le déficit de la pluviométrie durant les périodes glaciaires par rapport aux périodes interglaciaires pour la Vienne (fig. 2.5). Sur le long terme, les variations de pluviométrie et de température semblent aller dans le même sens (figure 2.5).

Les variations de température et de pluviométrie jouent un rôle important dans la mise en place de la couverture végétale et dans les processus d'altération.

2.1.2.4 Evolution temporelle du régime hydraulique

- Débit moyen/débit caractéristique :

Comme le régime hydraulique contrôle le fonctionnement général de la rivière, son estimation est fondamentale pour la modélisation de l'érosion fluviale. En effet ce sont les forces d'entraînement générées par l'écoulement de l'eau en fond de vallée qui sont à l'origine de l'érosion fluviale. Malheureusement le débit hydraulique n'est pas connu directement pour le long terme. La relation entre la

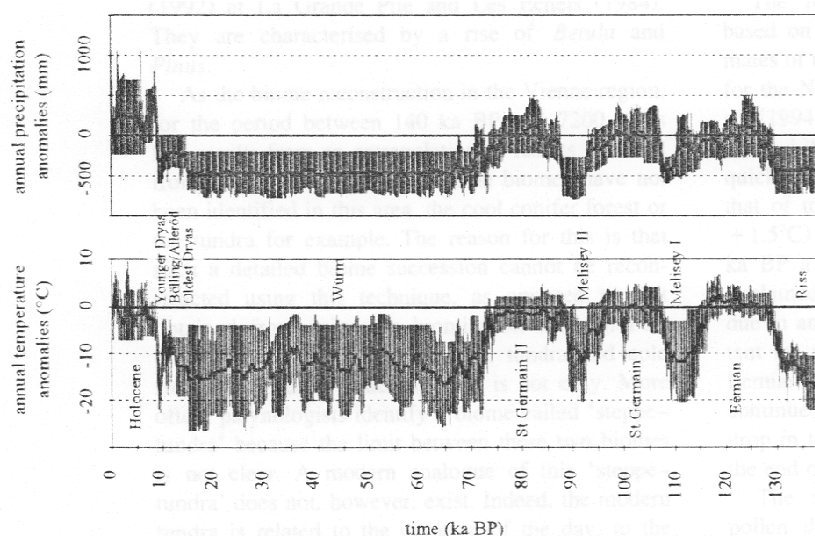


FIG. 2.5 – Reconstruction des anomalies (déviations par rapport au climat actuel) pour les températures et les précipitations annuelles sur les derniers 140 ka (Fauquette et al., 1999) [71].

pluviométrie et le débit hydraulique n'est pas simple. Elle dépend notamment du taux d'infiltration, de l'évapotranspiration et de la géométrie du bassin versant. Suivant le type de sol et la couverture végétale, il y aura une quantité de pluie variable qui ruissellera jusqu'aux rivières et qui participera à l'accroissement du débit hydraulique. Le débit hydraulique fluctue également d'une saison à l'autre avec des débits liquides moyens plus faibles l'été que l'hiver actuellement en Europe de l'Ouest.

Dans le cadre d'une étude long-terme, le débit annuel moyen n'est pas forcément le paramètre le plus adapté pour décrire l'évolution des cours d'eau. En effet, le débit peut être irrégulier sur l'année et se concentrer au cours des périodes printanières au moment de la fonte des neiges. Ces moments de débacle sont susceptibles d'être à l'origine du façonnement de la morphologie de fond de vallée. C'est pourquoi nous préférons parler en terme de *débit caractéristique* afin de prendre en compte l'impact des crues printanières ou estivales.

- *Débit sédimentaire* :

Les rivières et les fleuves se caractérisent aussi par la charge sédimentaire qu'elles transportent. Le débit sédimentaire est proportionnel au débit hydraulique. Plus le courant est important, plus la charge solide en suspension est grande, pouvant troubler l'eau jusqu'à la rendre opaque.

- *Quantification des paléodébits* :

La paléohydrologie est une discipline qui s'est largement développée depuis une cinquantaine d'années [118]. Elle est basée sur l'étude des systèmes actuels et sur le principe de la transposition de ses règles de fonctionnement aux systèmes passés. Les difficultés pour la détermination des paléo-débits hydrauliques sont nombreuses. Les variations de régime hydraulique peuvent être estimées au moins de trois manières différentes : (1) par l'analyse de la géométrie, (2) par l'analyse de la granulométrie, (3) par un bilan des flux.

(1) Analyse géométrique

Des relations ont été établies de façon empirique entre le débit hydraulique et la longueur d'onde des méandres [67][118] (fig. 2.6). Ceci permet d'estimer les paléo-débits. On observe ainsi que la longueur d'onde des paléo-méandres était plus élevée il y a plusieurs milliers d'années, ce qui suggère que le débit

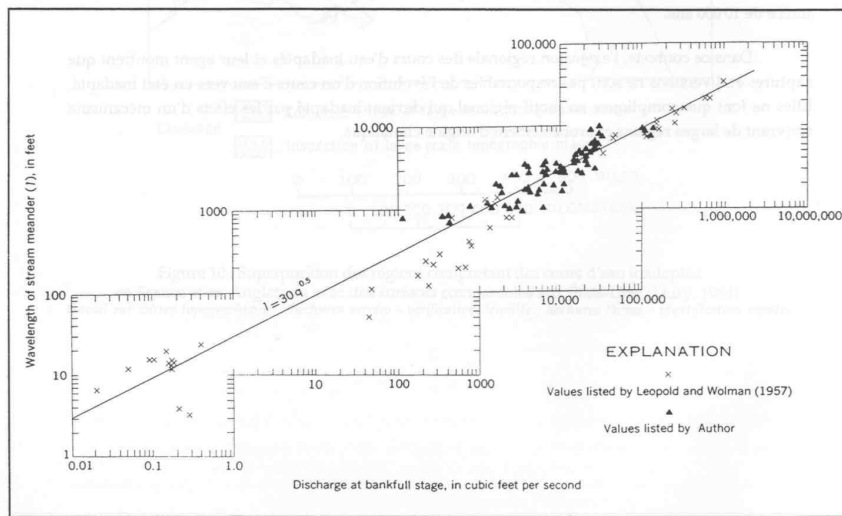


FIG. 2.6 – Relation entre débit et longueur d'onde des méandres [67].

était plus important. Les cours d'eau de l'Europe du Nord-Ouest et de l'Amérique du Nord présentent de façon systématique des cours inadaptés par rapport à leur vallée alluviale. Les variations de débits nécessaires pour expliquer ces changements sont de l'ordre de 4 à 6 par rapport aux débits actuels, soulignant encore l'importance des forts débits lors des périodes froides, malgré des précipitations réduites [58].

Rotnicki utilise, quant à lui, une relation prenant également en compte la géométrie du chenal entre le débit hydraulique Q , le rayon hydraulique du chenal R et la pente S [150] :

$$Q = \frac{0.9208}{N_m} R^{\frac{1}{6}} \sqrt{RS} + 2.3616$$

Cette formule est valable dans le cas d'un chenal alluvial sableux méandriforme avec une pente comprise entre 0.00001 et 0.002, une vitesse moyenne du flux de l'ordre de $0.1-1.5 \text{ m s}^{-1}$, un coefficient de Manning N_m compris entre 0.010 et 0.060, et pour des débits de crue de $5-1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Cette approche lui permet d'estimer la valeur des paléodébits de la rivière Prosna sur les derniers 12 ka (fig. 2.7). La courbe des débits de la rivière Prosna en Pologne tend à décroître depuis 12 ka indiquant une diminution des débits avec l'amélioration climatique depuis le début du tardiglaciaire. A une échelle plus fine, on observe sur cette courbe une augmentation du débit entre 11 et 10 ka BP. Cet intervalle de temps correspond au Dryas récent, une période de refroidissement relatif. Ces résultats montrent que le débit des cours d'eau subit une augmentation durant les périodes froides et que les systèmes fluviaux sont sensibles aux fluctuations à haute fréquence.

(2) La granulométrie

La mise en mouvement des sédiments et leur dépôt dépend de la vitesse du flux. Il est donc possible d'associer à une granulométrie donnée, un ordre de grandeur pour le débit dans l'actuel, et d'extrapoler pour les paléodébits en fonction des dépôts contenus dans les terrasses fluviales.

(3) le bilan hydrique

Le débit hydraulique des rivières (Q) dépend, sur un bassin versant donné, de la pluviométrie (P), mais également de l'infiltration des eaux de pluie (I) et de l'évapotranspiration (EVT) et de la fonte

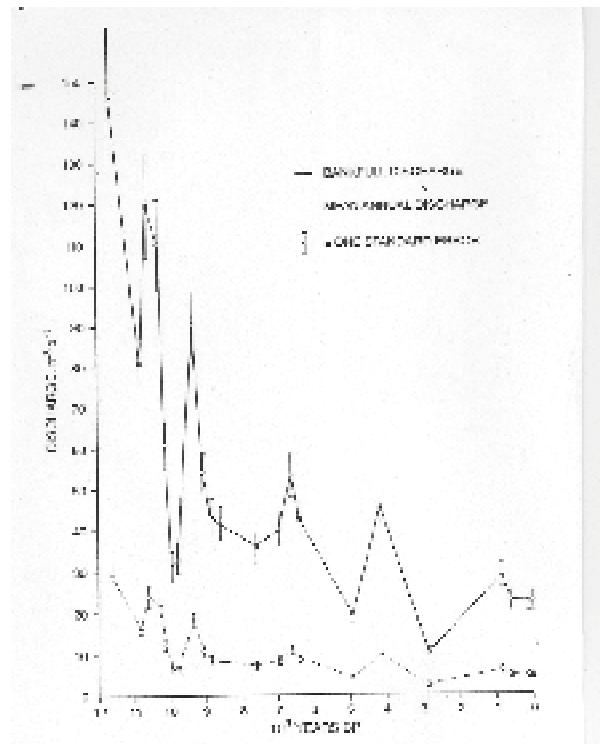


FIG. 2.7 – Evolution du débit de la rivière Prosna (Pologne) sur 12000 ans (Rotnicki, 1991) [150].

des neiges (N_{niv}) :

$$Q = P - I - EVT + N_{niv}$$

- *Bilan hydrique pour l'Europe du Nord-Ouest sur le dernier million d'années :*

Pour quantifier le débit liquide Q, ou à défaut, estimer son évolution qualitative, il faut faire une analyse conjointe de l'évolution dans le cycle des paramètres mentionnés ci-dessus :

-La pluviométrie (P) : les précipitations diminuent très nettement en période froide par rapport aux périodes interglaciaires [81] (*fig. 2.5*), jusqu'à la mise en place de climats secs pendant les périodes glaciaires. Cette diminution est estimée autour de 400 à 800 mm par an dans l'Est de la France [81], entre 300 et 700 mm par an dans le département de la Vienne [71].

-L'infiltration (I) : avec la diminution de température et la tendance au gel, l'infiltration des eaux diminue en période glaciaire, surtout lorsqu'il y a l'implantation de pergélisol. Celle-ci est quasiment nulle en période glaciaire dans le bassin parisien, comme le montre le fonctionnement des karsts durant les périodes froides [49]. L'infiltration annuelle moyenne actuelle en France est d'environ 22% des eaux de pluie (données BRGM).

-L'évapotranspiration (EVT) : l'évapotranspiration augmente avec la chaleur et le couvert végétal, c'est donc dans les périodes glaciaires qu'elle est minimale. On peut calculer l'évapotranspiration EVT (mm) par l'équation donnant la relation avec les températures annuelles moyennes T (°C) et la pluviométrie P (mm/an) :

$$EVT = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{T}\right)^2}}$$

avec $\Gamma = 300 + 25T + 0.05T^2$ (Jones, 1997, cité dans [34]).

Ainsi pour des précipitations de 1000 mm/an et une température moyenne de 10-15°C, on obtient des valeurs pour l'évapotranspiration de l'ordre de 490-580 mm. Le BRGM donne des taux d'évapotranspiration annuel moyen comparable actuellement pour la France, de l'ordre de 60% (données BRGM). Pour une période interglaciaire comparable à l'actuel, avec des précipitations de l'ordre de 1000 mm par an, le ruissellement est de l'ordre de 200 mm par an.

En période glaciaire, la réduction de la pluviométrie est compensée par de faibles infiltrations et une évapotranspiration moindre qu'en période interglaciaire. Pour des précipitations annuelles moyennes de 500 mm/an, l'évapotranspiration est de 330 mm/an (en considérant une température de 5°C de moyenne) et l'infiltration est nulle, ce qui donne des taux de ruissellement d'environ 170 mm/an en période glaciaire.

Ce taux est du même ordre de grandeur durant les périodes glaciaires et interglaciaires, mais il faut considérer que le stockage des précipitations hivernales sous forme de neige et la décharge saisonnière lors de la fonte des neiges (N) peuvent favoriser de plus forts débits durant les périodes glaciaires (*fig. 2.8*).

L'analyse de ces paramètres fait ressortir que la liaison entre le débit des cours d'eau et les précipitations est loin d'être une simple corrélation. L'étude des systèmes fluviaux anciens permet même de quantifier cette relation en montrant que les débits de crue sont plus importants lors des périodes froides.

Ces résultats sur les variations de débit en fonction des conditions climatiques sont importants car ils remettent en question les choix faits par certaines équipes dans leurs simulations qui prennent en compte une augmentation des débits durant les périodes interglaciaires sur la base des précipitations [187].

- *Quantifications des débits hydriques pour les périodes antérieures :*

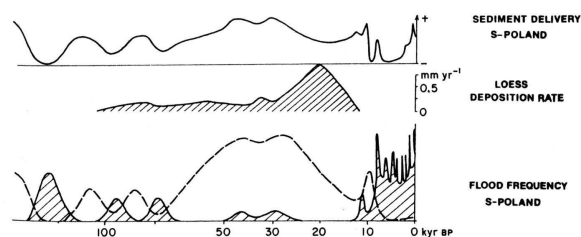


FIG. 2.8 – Corrélation entre l'apport en sédiment, la fréquence des crues et l'enneigement (trait tireté) (Starkel, 1994) [168].

Pour les périodes antérieures, on ne peut que procéder par analogie et supposer que les processus sont similaires. En effet, nous ne disposons pas de données quantitatives sur la pluviométrie (par exemple pour le messinien), ni d'information sur la constitution d'un permafrost permanent. Nous ne pouvons donc pas proposer de raisonnement similaire.

2.1.2.5 Les apports de versant en matériel solide

Le matériel solide qui se retrouve dans le réseau de drainage provient soit du fond de vallée lui-même, soit des versants. Les éléments solides provenant des versants peuvent être acheminés en suspension dans les eaux de ruissellement, mais aussi par glissement de terrain et coulées de boue. Les versants alimentent également le réseau de drainage en eaux de ruissellement. Les versants contribuent donc très fortement aux évolutions qui adviennent en fond de vallée.

Nous abordons dans cette section le thème de l'apport de versant en matière solide, latéralement à l'écoulement fluvial de fond de vallée, pour mieux comprendre le fonctionnement du système fluvial sur le long terme. En effet, dans un écoulement, le potentiel d'érosion est lié à la capacité de transport du fluide. Pour un débit donné, celle-ci s'exprime via la compétence du cours d'eau, donc par rapport à la charge maximum qu'il est susceptible de transporter. Lorsque la rivière atteint sa compétence, elle ne peut plus éroder, et finit par déposer du matériel à la moindre diminution de débit. Une variation relative de la charge en sédiment par rapport au débit permet d'expliquer les changements de régime vis-à-vis de l'érosion et de la sédimentation (Leopold *et al.* 1964 ; Morisawa 1985 ; Stanley *et al.* 1987 ; Vandenberghe, 1993 cités dans [6]).

De nombreux mécanismes permettent, ou ont permis, de mobiliser la matière solide des versants. En plus du simple apport par les eaux de ruissellement, certains processus ont été exacerbés par les conditions climatiques rigoureuses du dernier maximum glaciaire notamment. Il faut alors prendre en considération des phénomènes tels que ceux de la gélifraction (cycle gel/dégel), de la solifluxion (couche molle superficielle au moment du dégel), de l'absence de couverture végétale protégeant le sol de l'érosion par ruissellement et de l'impact des gouttes de pluies [44] qui peuvent être à l'origine de la déstabilisation des versants. Dans l'actuel, on constate que la glace morcelée formant des radeaux qui dérivent avec le courant de la rivière provoque l'érosion des berges et le décapage du lit de la rivière [154].

- *Evolution chronologique de l'apport latéral en matériel solide sur un cycle climatique* : Afin d'estimer l'apport latéral en matière solide sur le dernier cycle climatique, nous nous sommes servis des données sur les versants (en terme de solifluxion, gélifraction, fente de gel,...) [12], ainsi que de données sur la végétation [182] sur le dernier cycle climatique.

(1) Apport de versant durant le début-glaciaire :

La phase début-glaciaire du dernier cycle climatique (stades 3, 4 et 5) est complexe. C'est une phase où il y a eu des périodes d'érosion et de sédimentation sur les versants en Europe du Nord-Ouest [6][12]. Il faut décomposer en stades plus précis prenant en compte les épisodes de stabilisation et de déstabilisation des versants lors des épisodes de refroidissement (durant les stades 4 et 5d), pour mettre en évidence le lien entre période froide et déstabilisation des versants.

Des périodes de déstabilisation de versant et des fentes de gel ont été observées par P. Antoine, notamment entre les sols SS1 (qui correspondent à une période avec une végétation de type forêt où les températures sont relativement chaudes) et SS2 (période plus froide) [12]. Cette période majeure de déstabilisation de versants est attribuée à des âges situés vers 68-73 ka, mais en l'absence de datation précise, on ne peut conclure avec certitude. Les périodes froides sont marquées soit par des érosions de versant (transition SS1/SS2), transition début-glaciaire/pléniglaciaire inférieur, transition pléniglaciaire moyen/ pléniglaciaire supérieur), soit par de la gélifluxion (pléniglaciaire). Cependant durant cette période, les épisodes de déstabilisation des versants ne sont pas datés par des méthodes de mesure absolues (les différents sols sont interprétés et calés chronologiquement en fonction des chartes $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$, mais sans datation absolue [12]).

(2) Apport de versant durant le pléniglaciaire :

Dans la Somme, au cours du dernier cycle climatique, durant la période glaciaire, des masses considérables de sédiments grossiers (coulées de boues crayeuses à silex) provenant des versants engorgeaient la plaine alluviale suite à la mobilisation de la couche active générée par la gélifraction [6][16]. En Allemagne, des apports de versants ont également eu lieu durant les périodes froides comme le montre le site d'Oerel [182]. Les climats froids sont des conditions qui favorisent la déstabilisation des versants à travers notamment le processus de gélifraction [173]. Les travaux de Vandenberghe et Kasse (1993), Vandenberghe et Pissard (1993), Bohncke (1993) Van Vliet Lanoe (1998) (cité par [172]), confirment l'avènement de la gélifluxion et de la "cryopédimentation" durant les phases glaciaires avec permafrost.

Au cours du dernier cycle climatique en Europe de l'Ouest, le pléniglaciaire n'a pas été marqué par un permafrost permanent, ni les stades glaciaires précédents tout du moins pour la Somme (P. Antoine, communication personnelle). Van Huissteden *et al.* (2001) [182] soulignent qu'il est possible qu'en Europe de l'Est, le dernier pléniglaciaire ait pu être marqué par un permafrost permanent qui a empêché la déstabilisation des versants.

(3) Apport de versant durant le Tardiglaciaire :

Il existe de nombreux travaux décrivant le système fluvial de fond de vallée durant cette période [9][16][179][140]. Cette évolution est commune à l'Europe du nord-ouest avec notamment les incisions du fond de vallée à 10 et 13 ka. En ce qui concerne les versants, il se passe la même chose qu'à l'échelle du dernier cycle (déstabilisation des versants durant les périodes les plus froides). Notamment il y a gélifraction des versants calcaires au cours du Dryas récent (plus froid : 10-11°C en été d'après Vandenberghe cité dans [9]) ce qui a provoqué une augmentation de l'apport latéral. Il y a également eu une augmentation de l'apport latéral à l'Allerod (période plus froide) par rapport au Bolling (période plus chaude) [9]. De façon générale, on observe bien, à l'échelle du Tardiglaciaire, une augmentation de la déstabilisation des versants durant les phases les plus froides (notamment le Dryas récent) [76] (tableau 2.1).

age (an BP)	Oise	Selle	Meuse
9000-9700 (Préboréal)	séd.	séd.	-
9700-10200 (transition)	érosion	érosion	éro faible
10200-11000 (Dryas récent)	séd.	séd.	éro latérale
11000-11800 (Allerod)	peu de séd.	séd.	-
11800-12000 (transition)	érosion	séd.	-
12000-12200 (Dryas moyen/Bolling)	séd.	séd.	érosion
12200-13000 (Bolling)	érosion	érosion	érosion
13000-15000 (Dryas ancien)	séd.	séd.	séd.

TAB. 2.1 – *Enregistrements tardiglaciaires des fonds de vallée du Bassin Parisien (Pastre et al., 2000), du fond de vallée de la Selle (Antoine et al., 2002) et de la Meuse (Vandenberghe et al., 1994).*

2.1.2.6 Variations de la taille du bassin versant

Les transferts de matière à la surface des continents sont essentiellement contrôlés par l'interaction entre les processus de versants et de rivières. Chacun de ces deux domaines (versant/fond de vallée) contribue de manière différente à l'extraction du matériel et à son transport. Entre les rivières, les bassins versants constituent l'essentiel de la surface terrestre, et sont donc, les zones principales de production sédimentaire à l'échelle continentale. Les rivières, bien qu'érodant plus efficacement le substratum rocheux, produisent bien moins de sédiments que les bassins versants.

L'extension du réseau hydrographique contrôle en grande partie la capacité à transporter des sédiments d'un bassin versant et la transition versant-réseau joue un rôle fondamental dans la dynamique des systèmes géomorphologiques. Il existe un débat sur les paramètres qui gouvernent la localisation spatiale des têtes de rivières et la formation des chenaux [110].

Lors des changements climatiques, la taille du réseau hydrographique pourrait varier. Ainsi, durant les périodes glaciaires, l'apparition du permafrost, en empêchant l'infiltration, pourrait favoriser l'augmentation de la taille du réseau hydrographique [35] par la remise en fonction des vallées sèches et ainsi augmenter la zone de versant qui fournit de la matière solide au fond de vallée.

2.1.3 Enregistrement fluvial des variations climatiques

2.1.3.1 Les phases d'incisions du fond de vallée durant le dernier cycle climatique

Afin de comparer les résultats du modèle avec les données de terrain, nous avons répertorié les périodes qui, au cours du dernier cycle climatique, ont été marquées par l'érosion fluviale (fig. 2.9).

A l'échelle du dernier cycle climatique, c'est durant le début-glaciaire que se produisent les incisions les plus profondes, et non dans le pléniglaciaire ou dans le tardiglaciaire [6] [124] (fig. 2.10). Plusieurs phases d'érosion sont constatées durant cette période en de nombreux endroits de l'Europe de l'Ouest (fig. 2.11)[182].

Ainsi, il se produit une phase d'incision de la Somme vers 110 ka (phase 5d, [7]). Vers 70 ka l'érosion fluviale de certaines rivières en Hollande et en Belgique [182] précède une autre érosion qui a été marquée dans le Sud de l'Angleterre et en Hollande aux alentours de 60 ka. La phase d'incision du début du stade 4 a été observée par Vandenberghe (citée par [6]). Un épisode érosif s'est manifesté vers 40 ka dans les rivières au Pays-Bas exclusivement [182]. Enfin, juste avant le pléniglaciaire (vers 30 ka), une phase d'incision s'est produite dans le Sud de l'Angleterre, le Nord de la Belgique et dans la région de la Somme [182]. Ces valeurs temporelles sont approximatives, il faut donc tenir compte d'une incertitude dans le calage de ces événements. De plus, le début-glaciaire ayant une évolution complexe, il est difficile de dire si les phases d'incision correspondent à des réchauffements ou des refroidissements

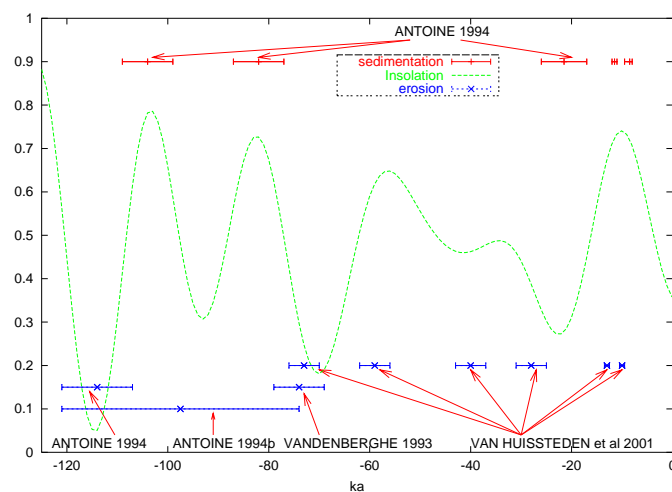


FIG. 2.9 – Schéma de synthèse sur les phases d'érosion et de sédimentation au cours du dernier cycle climatique.

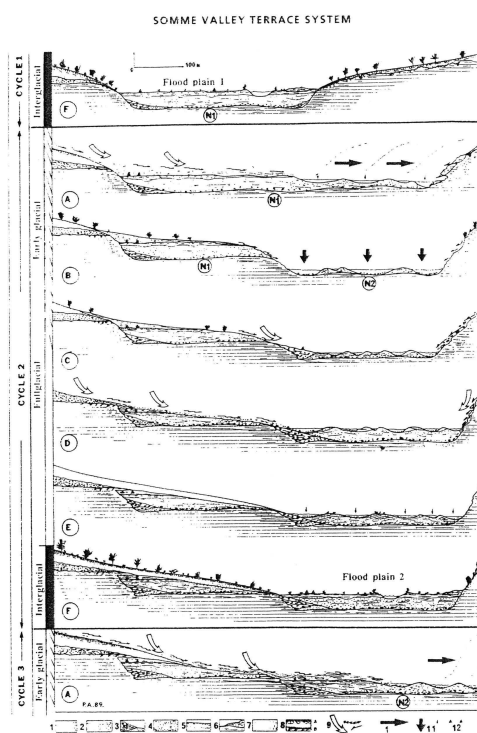


FIG. 2.10 – Erosion et sédimentation au cours d'un cycle climatique (Antoine, 1994) [6].

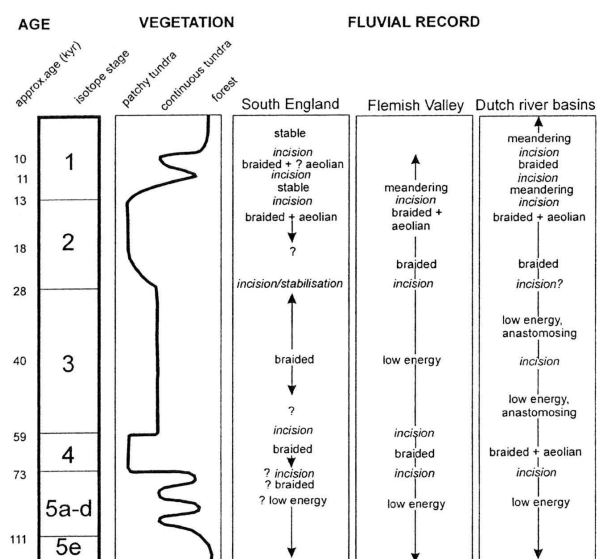


FIG. 2.11 – Estimation des phases d'érosion et de sédimentation durant le dernier cycle climatique en Europe de l'Ouest (Van Huissteden et al., 2001) [182].

relatifs dans le début-glaciaire. Si les phases d'incision du début glaciaire sont potentiellement plus longues que celles du tardiglaciaire, leur durée exacte n'est pas connue, mais n'excède sans doute pas les 10 ka, au grand maximum, durant le dernier cycle climatique. En effet la phase d'incision vers 110 ka (corrélée avec le stade 5d) peut difficilement durer plus longtemps. Il est également exclu que l'ensemble du stade 4 soit considéré comme une phase érosive.

On constate que le taux d'érosion mesuré sur les terrasses fluviales de l'Europe de l'Ouest (Allier, Dore et Meuse) est moins important durant le pléniglaciaire que durant le début du tardiglaciaire [155]. Ainsi la corrélation des maxima d'incision fluviale avec les phases froides n'apparaît pas pertinent.

Durant le tardiglaciaire, c'est au moment des améliorations climatiques que se produisent les incisions [16]. En effet, c'est vers 10 et 13 ka que partout en Europe, il se produit des incisions [140][16].

Ces périodes correspondent à des périodes de transition d'un climat froid vers un climat plus chaud. Les épisodes d'érosion durant cette période sont très brefs (<1 ka) [13]. Il faut remarquer que les incisions qui se sont produites au Tardiglaciaire n'ont pas incisé profondément le bedrock, mais juste débarrassé une partie des sédiments fluviaux antérieurs. Ils ne font donc pas partie des épisodes significatifs d'incision.

2.1.3.2 Les phases de sédimentation en fond de vallée durant le dernier cycle climatique

Durant le début-glaciaire, deux phases de sédimentation ont été constatées au Brorü (vers 100 ka) et à l'Odderode (vers 80 ka) en milieu fluvial [7]. Le pléniglaciaire (stade 2) a également été une phase de sédimentation importante (fig. 2.9).

Durant le Tardiglaciaire, des phases de sédimentation ont également été très bien enregistrées sur de nombreuses rivières de l'Europe du Nord-Ouest [179][140][16]. A partir de 6000-5500 BP, l'anthropisation du milieu pourrait expliquer certains changements brusques de la dynamique fluviale, suite aux déforestations des versants au Néolithique [9].

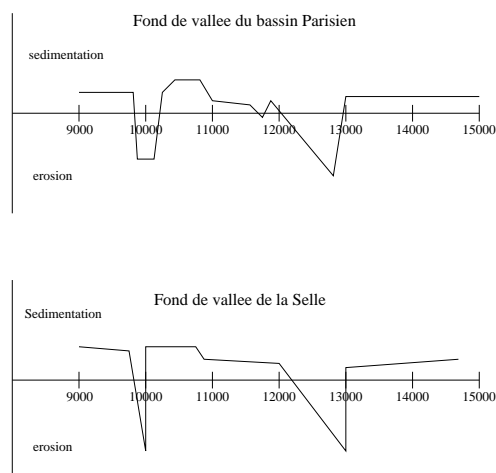


FIG. 2.12 – Enregistrement tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (d'après Pastre *et al.* 2000). Enregistrement tardiglaciaire du fond de vallée de la Selle (d'après Antoine *et al.* 2002).

2.1.3.3 Les vallées incisées et les séquences de dépôts

La stratigraphie séquentielle est un outil pour analyser la répartition des corps sédimentaires qui reconnaît différentes hiérarchies dans les séquences de dépôts [69]. On parle de séquence de dépôt de premier ordre pour des durées supérieures à 50 Ma, de deuxième ordre pour des durées comprises entre 3 et 50 Ma, de troisième ordre pour des durées comprises entre 3 et 0.5 Ma et enfin de quatrième et cinquième ordre pour les séquences qui ont une durée inférieure à 400 ka. L'origine des trois premiers ordres est incertaine : le rôle de la tectonique y est probable (surtout pour les deux premiers ordres) et il est certainement couplé avec les processus glacio-eustatiques d'origine astroclimatique (troisième ordre) [69]. Les séquences de dépôts supérieures au troisième ordre ont une origine astroclimatique.

Pour simplifier, on peut dire que les interprétations usuelles des dépôts et des érosions sur les séquences de troisième ou quatrième ordre en terme de stratigraphie séquentielle dépendent de la position par rapport à la ligne de côte : les dépôts se font de façon préférentielle en zone immergée, alors que l'érosion a lieu surtout en zone émergée (*fig.* 2.13). Ainsi au troisième ordre, dans les zones cotières, on associe la baisse du niveau marin (régression) à des périodes progradantes (c'est-à-dire les périodes où les sédiments s'accumulent en direction du large) et les hausses du niveau marin (transgression) à des périodes de rétrogradation des dépôts (c'est-à-dire des périodes où les sédiments se déposent en suivant la remontée de la ligne de côte). Dans le cas de la Seine, les données de Alduc *et al.* (1979) peuvent être interprétées par ce modèle. De façon concomitante aux baisses du niveau marin et à la progradation des sédiments dans les zones immergées, les parties nouvellement émergées se font érodées. Cette surface nouvellement érodée caractérise une discontinuité dans les dépôts qu'on peut prendre comme limite de séquence. Elle peut être particulièrement marquée dans le cas du système fluvial.

Ce modèle très simplifié peut être raffiné en tenant compte de processus plus fins (comme l'érosion

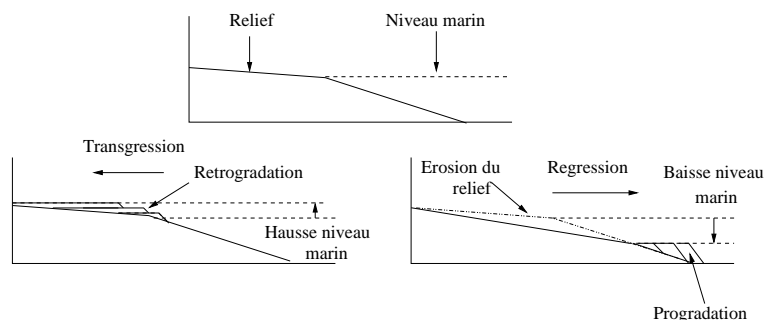


FIG. 2.13 – Schéma illustratif pour les relations entre la transgression de la mer et la retrogradation des dépôts lors la hausse du niveau marin, ainsi qu’entre la regression de la mer et la progradation des dépôts lors de la baisse du niveau marin, dans un cas simple.

par la houle), du couplage entre variation du niveau marin et déformation ou de la morphologie régionale. Ainsi, dans ces modèles, l’incision des vallées témoigne de la variation relative du niveau marin qui est soit provoquée par une baisse générale du niveau marin, soit par une déformation tectonique, ou bien encore par une action simultanée des deux.

2.2 Déformations tectoniques : cause ou conséquence ?

Si, à notre échelle de temps, c’est la pente et la variation de pente (générée par la déformation) qui semblent contrôler l’érosion, lorsque l’on s’interroge sur les mécanismes des déformations on s’aperçoit que l’érosion peut être une des causes de la déformation (par le biais du rebond isostatique). On peut alors distinguer une déformation “allocyclique” provoquée par le mouvement des plaques et une déformation “autocyclique” liée à l’action du rebond isostatique.

2.2.1 L’érosion comme conséquence

Le lien entre tectonique et érosion a été mis en évidence sur le long-terme en de nombreuses occasions [178] [116] [136]. En effet, on constate une augmentation de l’accumulation de sédiments par accroissement de la fréquence des glissements de terrain durant les phases où l’activité tectonique est la plus forte [136]. De plus, le lien entre la pente et la quantité de matériel mobilisé par le ruissellement est bien établie. En effet, on observe que plus la pente est importante, plus les conditions sont favorables à l’érosion [45] [148]. Or le “moteur” principal à la création de pente est la déformation tectonique. On a donc bien un rapport de cause à effet entre les déformations tectonique et l’érosion.

2.2.2 L’érosion comme cause

Selon Schumm (1963) [160], la surrection pourrait ne pas être constante dans le temps et ce en raison de la compensation isostatique résultant de déglaciations ou provoquée par des érosions ponctuelles (fig. 2.14).

Dans le cas de l’Himalaya, il a été mis en évidence à la fois l’impact de la tectonique sur le flux sédimentaire, mais également, et de façon plus surprenante, de l’érosion sur la tectonique [54] [135]. Nous aborderons le phénomène de l’isostasie de façon plus précise dans les chapitres ultérieurs (*chapitre 4 et 6*).

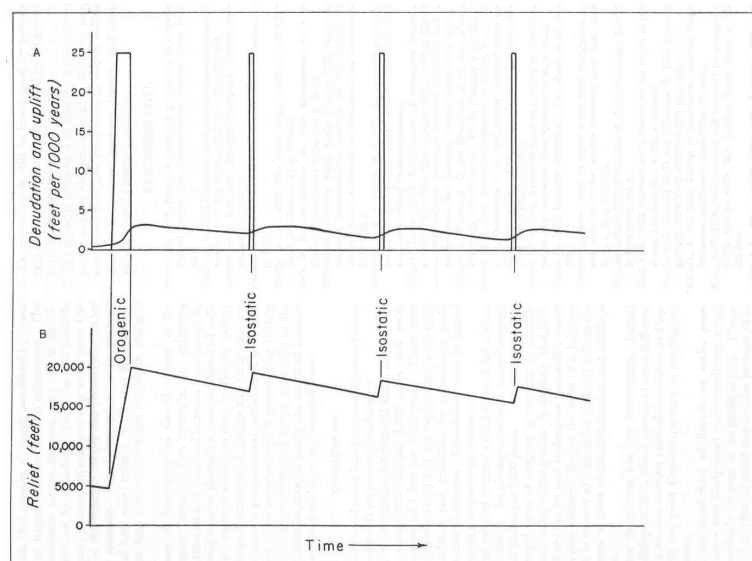


FIG. 2.14 – Relation entre érosion et isostasie (Schumm, 1963) [160].

2.3 Altération des roches

2.3.1 Mécanismes d'altération

L'alternance répétée de fortes insolation et de brusques refroidissements provoque une succession de dilatations et de contractions qui finissent par craqueler les roches (thermoclastie). Ce phénomène est également observable sur les roches grenues constituées de minéraux avec des coefficients de dilatation différents. L'alternance du cycle gel/dégel peut fragiliser les roches perméables à l'eau (cryoclastie ou gélifraction). Si l'eau d'infiltration vient à geler, l'augmentation de volume qui en résulte exerce des pressions importantes là où l'eau s'était infiltrée.

Les variations de pluviométrie sont susceptibles d'avoir des conséquences sur l'érosion par divers mécanismes. Parmi ces mécanismes, il faut noter l'influence des variations de volume, liées à l'alternance d'hydratation et de dessiccation (hydroclastie), qui créent des tensions entraînant le délitage superficiel de certaines roches (argiles, schistes). Un autre mécanisme est celui qui résulte du choc des gouttes de pluie qui peuvent faire éclater les agrégats d'un sol et disperser le matériel par ruissellement [44]. De plus l'eau est un agent indispensable aux altérations physico-chimiques. Par exemple l'eau contenant du dioxyde de carbone (CO_2) dissout plus facilement les roches carbonatées.

Au cours des périodes glaciaires, deux mécanismes ont pu jouer de manière opposée sur le taux d'altération des calcaires. D'un côté, comme l'eau froide dissout plus facilement les calcaires cela a pu favoriser l'érosion chimique durant les périodes froides, d'un autre côté comme durant les périodes glaciaires les précipitations et l'infiltration diminuent, cela a dû empêcher la création d'un sol. La taille du matériel conservé dans les dépôts de fond de vallée et de versant suggère également que l'érosion mécanique devait être prédominante durant ces périodes.

2.3.2 Vitesses d'altération

La vitesse d'altération d'une roche varie en fonction de la nature de la roche et du climat auquel celle-ci est soumise. Ainsi, un calcaire s'altérera plus rapidement qu'un granite et une roche soumise à un climat tropical aura un taux d'altération plus important que la même roche en milieu désertique. Les ordres de grandeur de la vitesse d'altération sont autour de la dizaine de mm par ka [148].

Les températures moyennes jouent un rôle important dans l'altération chimique car elles déterminent les cinétiques et les points d'équilibre des réactions chimiques [55]. Pour des températures moyennes de l'ordre de 5°C, l'altération est faible. Celle-ci peut donc être négligée pour les périodes glaciaires de l'Europe du Nord-Ouest. Pour des températures moyennes de l'ordre de 15°C, la part de l'érosion chimique augmente, néanmoins elle reste inférieure à l'influence de l'érosion mécanique (*fig* 1.2). Pour une roche donnée, le climat joue un rôle sur le rythme de l'altération.

C'est donc la relation entre la nature de la roche et le climat qui fixe la vitesse d'altération.

Conclusions

Des fluctuations importantes dans l'érosion et la sédimentation ont lieu au cours du temps. Leur origine peut-être soit directement climatique, soit liée aux interactions climato-tectoniques. Si la pluviométrie est maximum durant les périodes interglaciaires et minimum durant les périodes glaciaires, le débit liquide caractéristique n'obéit pas à la même évolution temporelle. Il faut tenir compte à la fois de la capacité d'infiltration, de l'évapotranspiration et de la fonte des neiges. Le débit caractéristique est plus important durant les périodes glaciaires que durant les périodes interglaciaires et l'apport des versants aussi. Ceci est confirmé par une analyse des dépôts de fond de vallée. Les périodes principales d'érosion à l'intérieur d'un cycle climatique se produisent dans le début glaciaire.

Chapitre 3

Etat de l'art dans la modélisation de l'érosion

Nous présentons différentes approches qui permettent d'étudier les mécanismes contrôlant l'érosion fluviale. Le fonctionnement du fond de vallée étant dépendant de celui des versants, nous nous sommes intéressé aux relations et aux modèles qui servent à la description des deux. Les processus physiques élémentaires sont présentés. Puis les modèles qui servent à modéliser l'érosion fluviale long terme sont analysés.

Le relief s'organise en zones qui sont drainées et en d'autres qui sont drainantes (*fig. 3.1*). Le réseau hydrographique constitue la partie drainante qui permet d'évacuer les eaux de pluie qui ne s'infiltrant pas, ni ne s'évaporent. Il est constitué de torrents, de rivières et de fleuves au sein desquels transitent et convergent les sédiments depuis les versants jusqu'à l'exutoire du réseau (l'océan ou un lac). L'évolution spatiale du réseau hydrographique est à la fois verticale (aggradation et érosion) et horizontale (migration du chenal dans la plaine alluviale, croissance du réseau hydrographique). La modélisation de la croissance du réseau hydrographique s'est essentiellement dirigée dans deux directions principales. Celle cherchant à rendre compte de l'évolution du chenal par des règles simples (l'eau en un point donné se dirige vers le point le plus bas parmi les points qui l'entoure) [60] (*fig. 3.2*) et celle explorant le caractère chaotique de la croissance du réseau hydrographique [196]. Nous allons, dans la suite de cette étude, nous intéresser plus particulièrement au réseau qui existent déjà, donc nous n'approfondirons pas les modèles servant à simuler la croissance du réseau hydrographique.

Les modèles visant à simuler l'évolution des paysages, que ce soit en partant d'un réseau existant ou d'un réseau en train d'être initié, distinguent les processus de versants des processus de fond de vallée. Etant donné l'influence des transferts depuis les versants jusqu'au réseau hydrographique, la modélisation de l'érosion fluviale long-terme ne peut ignorer totalement ce qui se passe sur les versants

3.1 Mécanismes et équations de base

L'écoulement de l'eau peut provoquer à la fois l'érosion, le transport et le dépôt de matière. Un modèle prenant en compte les conséquences des écoulements doit respecter la loi de conservation de la masse.

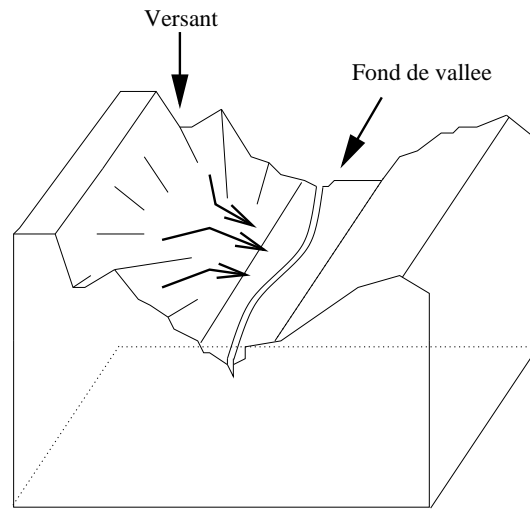


FIG. 3.1 – Distinction entre processus de versant (écoulement intermittent et diffus) et de fond de vallée (écoulement quasi permanent et localisé).

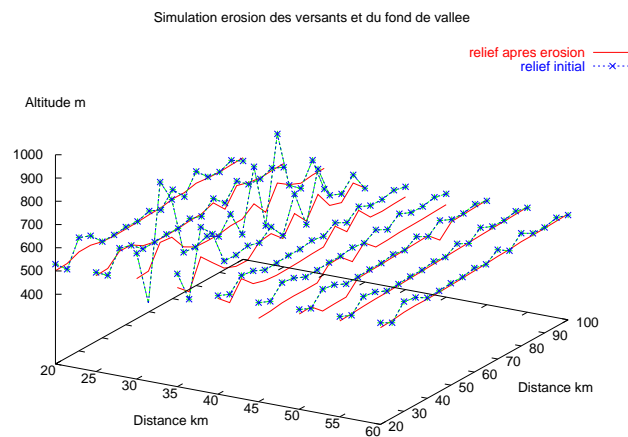


FIG. 3.2 – Simulation de l'érosion des versants et du fond de vallée (les points bas) par une équation de diffusion 3D et un algorithme de concentration des flux dans les points bas.

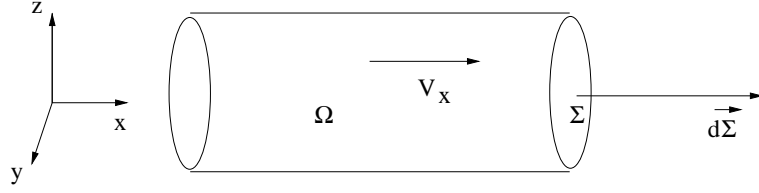


FIG. 3.3 – Schéma synthétique de la conservation de la masse.

Cependant lorsque l'on se pose des questions relatives aux seuils de mise en mouvement des particules et à l'érosion, il faut raisonner en terme de force ou de contrainte.

3.1.1 Modèle de la conservation de la masse

Considérons une portion d'espace de volume Ω limitée par une surface Σ , et étudions la variation avec le temps de la masse M contenue dans le volume Ω (fig. 3.3). On a, en appelant $d\alpha$ l'élément de volume $dx dy dz$,

$$M = \int_{\Omega} \rho d\alpha$$

donc

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \int_{\Omega} \rho d\alpha = \int_{\Omega} \frac{\delta \rho}{\delta t} d\alpha = \int_{\Omega} \frac{\delta \rho}{\delta z} \frac{\delta z}{\delta t} d\alpha$$

D'autre part, $-dM/dt$ est le débit de masse total à travers la surface Σ , si on compte ce débit positivement vers l'extérieur. Si nous appelons $d\vec{\Sigma}$ un élément de la surface Σ orienté vers l'extérieur, le débit à travers $d\vec{\Sigma}$ est $\rho \vec{V} \cdot d\vec{\Sigma}$, et le débit total à travers Σ est

$$-\frac{dM}{dt} = \int_{\Sigma} \rho \vec{V} \cdot d\vec{\Sigma} = \int_{\Omega} \text{div}(\rho \vec{V}) d\alpha$$

En égalant les deux équations de dM/dt , nous obtenons

$$\int_{\Omega} \text{div}(\rho \vec{V}) d\alpha = - \int_{\Omega} \frac{\delta \rho}{\delta z} \frac{\delta z}{\delta t} d\alpha$$

$$\int \frac{\delta z}{\delta t} \frac{\delta \rho}{\delta z} dz = - \int \text{div}(\rho \vec{V}) dz$$

$$\rho \frac{\delta z}{\delta t} = - \int \text{div}(\rho \vec{V}) dz$$

Si $\vec{V} = V_x \vec{u}_x$, alors on peut écrire

$$\frac{\delta z}{\delta t} = - \frac{\delta z V_x}{\delta x} = - \frac{\delta q_s}{\delta x} \quad (3.1)$$

où q_s a la dimension d'un débit par unité de largeur.

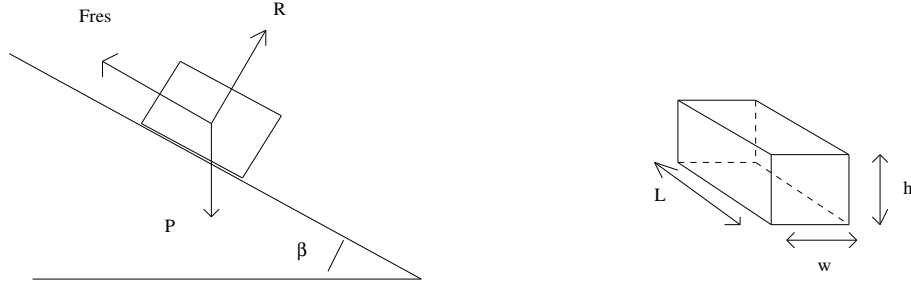


FIG. 3.4 – Bilan des forces. Définition des paramètres géométriques du chenal.

3.1.2 Forces tractrices et vitesse de l'écoulement

Dans le cas de la modélisation des processus de surface, les forces qui conditionnent la dégradation des versants et des fonds de vallée sont essentiellement liées à l'écoulement de l'eau. Il s'agit souvent de forces tractrices ou forces de courant. Dans le cas des versants, l'impact des gouttes de pluie sur le sol peut également se comprendre en terme de forces [44].

On exprime souvent l'influence de ces forces sur les parois ou le fond d'un chenal à travers la contrainte de cisaillement [19] [20] [134] [104].

Une formulation usuelle [2] de la contrainte dans un chenal, déduite d'un raisonnement sur le bilan des forces à l'équilibre, et mettant en jeu les grandeurs hydrauliques caractéristiques de l'écoulement s'écrit :

$$\tau = \frac{wh}{2h + w} g \rho \sin \beta$$

où w la largeur du chenal, h sa profondeur, g l'accélération de la gravité, ρ la masse volumique et β l'angle entre la base du chenal et l'horizontale (fig. 3.4). Cette formule néglige les frottements à l'interface eau-air, ce qui est réaliste.

Lorsque $w \gg h$ et que la pente S est faible, alors l'expression précédente peut s'écrire :

$$\tau = h g \rho S \quad (3.2)$$

Cette formule met en évidence le rôle de la pente et de la masse volumique du liquide qui s'écoule dans le chenal sur les contraintes.

L'intérêt de prendre en compte ces mécanismes de base réside dans leur utilisation pour le calcul des équations de transport et de la résolution des équations d'érosion fluviale long-terme se basant sur l'intensité du flux (Stream Power). Cette approche permet également de quantifier les seuils de mise en mouvement et les paléo-débits.

Il est également possible d'évaluer la force tractrice à partir de la vitesse d'écoulement de l'eau sur le fond de la rivière V^* . En effet il existe une relation entre la vitesse et la contrainte de cisaillement définie par :

$$V^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$$

L'équation de Darcy-Weisbach permet d'explicitement la vitesse d'écoulement de l'eau sur le fond de la rivière V^* :

$$V^* = \sqrt{\frac{8gRS_e}{f_{DW}}}$$

où S_e est la pente de l'énergie qui est sensiblement égale à la pente, R le rayon hydraulique et f_{DW} le coefficient de friction de Darcy-Weisbach.

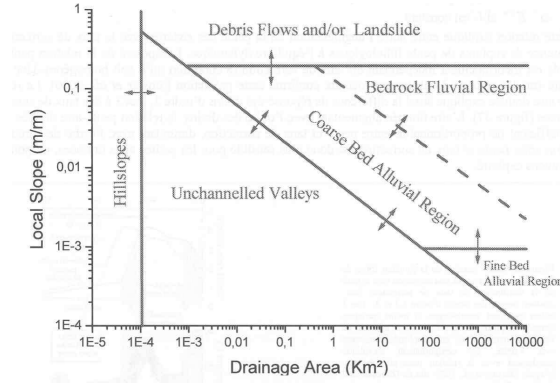


FIG. 3.5 – Relation entre la pente et l'aire de drainage (cité dans [110]). La mesure des paramètres géométriques de base permet de caractériser les différentes organisations géomorphologiques (les versants, le domaine non-chenalisé, les parties alluviales des rivières, les parties où la rivière est directement en contact avec le substrat rocheux).

Des études expérimentales ont mis en évidence que la force exercée par un courant s'écoulant à la vitesse V sur des particules sphériques est proportionnelle au carré de la vitesse [63].

3.2 Processus et modélisation des versants

Les processus de surface qui contrôlent l'évolution des versants sont importants dans notre approche dans la mesure où ils affectent le fonctionnement du système fluvial par le drainage des eaux de ruissellement qui alimentent les rivières ainsi que par l'apport potentiellement important de matériel solide dans le fond de vallée.

Mais les versants ont un fonctionnement qui diffère de celui des fonds de vallée par le fait que les écoulements n'y sont pas permanent et qu'ils n'y sont pas autant localisés. Une couverture végétale peut s'y développer plus librement et conditionner les mécanismes de transfert de l'eau et de la matière solide jusqu'au fond de vallée. En effet celle-ci favorise l'infiltration et diminue le ruissellement ainsi que le transfert de matière solide.

3.2.1 Relations géométriques et caractérisation du paysage

L'observation et la quantification des formes et de l'organisation des reliefs sont à la base de l'approche géomorphologique du traitement de l'érosion des versants et des fonds de vallées. La mesure des paramètres géométriques de base (mesure de terrain ou sur la base de Modèle Numérique de Terrain) que sont l'altitude, la pente ou la courbure de la topographie permet de caractériser les différentes organisations géomorphologiques sur la seule base des relations entre les paramètres géométriques (fig. 3.5).

Ainsi, de nombreuses relations empiriques sous forme de lois de puissance sont établies par régression linéaire, avec une variabilité plus ou moins grande pour les coefficients [148].

La longueur du drain le plus long L peut être considérée comme proportionnelle à l'aire drainée A_{drainage} puisque l'on peut établir une loi de puissance sur la base de considérations statistiques ainsi qu'une minimisation de l'écart entre les valeurs empiriques et la courbe théorique par la méthode des moindres carrés :

$$L\alpha A_{drainage}^{h_a}$$

où h_a est l'exposant de Hack dont les valeurs varient entre 0.5 et 0.7 [110].

On peut également construire une relation entre la pente S et l'aire drainée $A_{drainage}$ de la forme :

$$S = k_a A_{drainage}^{-\theta}$$

où k_a et θ sont des coefficients empiriquement déterminés [148] [110]. Suivant le type de système décrit (versant, rivière, plaine alluviale, vallée sèche,...) les coefficients auront des valeurs différentes (fig. 3.5).

Certains auteurs ont exploré la relation entre l'altitude et le taux d'érosion [145] : plus l'altitude est élevée, plus il y a d'érosion. En effet, les fortes altitudes se retrouvent souvent couplées avec des paramètres comme les fortes pentes ou la diminution de la couverture végétale, qui sont des critères favorables à l'érosion. Pour les reliefs jeunes, on a

$$\frac{\delta z}{\delta t} = 4.19 \times 10^{-4} z^{-0.245}$$

A l'échelle terrestre, le taux d'érosion pour l'ensemble des grands bassins fluviaux à été calculé en fonction de la latitude [148]. Bien que non parfaitement symétrique, ces résultats montrent une érosion trois à huit fois plus importante dans les zones tropicales par rapport à celle des zones tempérées (type Europe du Nord). Ceci met en évidence le rôle du climat.

Cependant l'utilisation de cette approche soulève plusieurs difficultés : (1) ces paramètres dépendent fortement de l'échelle d'analyse (à quelle échelle mesure-t-on les pentes?), (2) l'hypothèse, posée a priori, qu'ils suivent une loi de puissance conditionne la précision du résultat, (3) de manière générale, on extrapole des constatations empiriques pour établir des lois générales (dont le domaine d'application est parfois vaguement défini).

3.2.2 Modèle empirique multifacteurs (USLE)

En utilisant la méthode consistant à fixer des relations entre les paramètres principaux susceptibles de jouer un rôle dans l'érosion des versants et des fonds de vallées, on arrive à des relations pouvant mettre en jeu de nombreux facteurs.

Le modèle USLE (Universal Soil Loss Equation) a été développé par le ministère américain de l'agriculture. Celui-ci permet de quantifier la contribution respective de facteurs supposés indépendants les uns des autres. Les recherches qui ont mené à sa réalisation étaient ciblées sur l'étude de l'impact de la pluie et du ruissellement en fonction de la nature du sol, de la pente, du couvert végétal et des pratiques culturales. En effet, ceux-ci favorisent l'infiltration. L'équation de base proposée en 1978 par *Wishmeier et Smith* (ref. in [133]) est :

$$A = R_p K_r L_s C_{veg} P_{agri}$$

avec A = perte en terre estimée.

R_p = facteur pluie et ruissellement.

K_r = facteur d'érodabilité du sol.

L_s = facteur intensité-longueur de la pente.

C_{veg} = facteur couvert végétal.

P_{agri} = facteur pratique culturale.

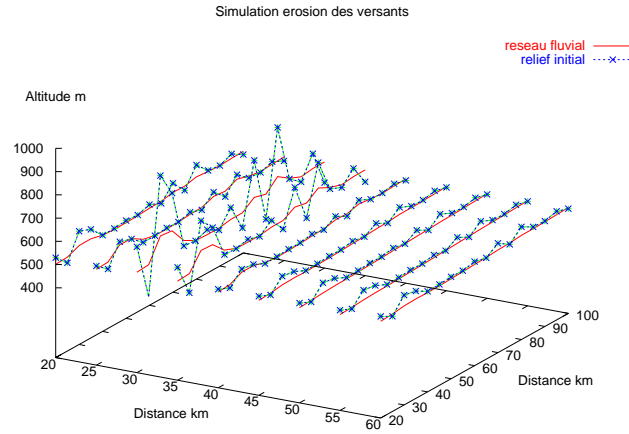


FIG. 3.6 – Simulation de l'érosion des versants par une équation de diffusion 3D.

Cette équation empirique a été calibrée pour des terres essentiellement agricoles pour de courtes échelles de temps (de l'ordre de l'année) sur de petits espaces. Elle ne prend pas en compte le dépôt de matériel. Bien que non conçue dans ce but, cette équation a été appliquée à l'ensemble d'un bassin versant, réseau hydrographique inclus, en la couplant avec une équation de diffusion pour modéliser l'évolution du paysage [144]. Cependant son utilisation pour la modélisation de l'érosion fluviale sur des périodes de temps de l'ordre de plusieurs cycles climatiques n'a jamais été réalisé à notre connaissance. Cette approche met en évidence l'impact du facteur climatique sur l'érosion des versants, sans permettre néanmoins de quantifier l'apport latéral sur le long terme.

3.2.3 Modèle à bases physiques

Une combinaison de l'équation de conservation de la masse (*équation 3.1*) où le débit sédimentaire est considéré comme proportionnel à la pente $Q_s = K_w S$, permet d'aboutir à une équation de diffusion de la forme [196] :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = K_w \left(\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} \right)$$

Ce modèle permet de simuler l'évolution des versants [196] [197] (*fig. 3.6*).

3.3 Modélisation du système fluvial

L'intensité de l'érosion fluviale dépend de nombreux facteurs tels que le flux d'eau, la géométrie de l'écoulement (hauteur, largeur,...) et de la vallée (pente, apport latéral depuis les versants,...), la taille et la quantité de grains transportés ainsi que de la nature des roches.

La connaissance des paramètres et de leur évolution a été abordée dans les chapitres précédents. La quantification de leur influence n'est pas simple. En effet il est difficile d'isoler un paramètre des autres, ceux-ci étant souvent liés les uns aux autres.

La synthèse qui suit a pour but de rappeler au lecteur les différentes approches qui sont utilisées actuellement pour la modélisation de la dynamique des rivières.

3.3.1 Approche hydrodynamique pour la description du mouvement d'une particule dans un fluide

La modélisation de l'érosion est partagée entre plusieurs pôles qui dépendent principalement de l'échelle de l'objet étudié dans l'espace et dans le temps. En toute rigueur les descriptions les plus fines des mécanismes à l'oeuvre dans l'érosion doivent permettre de décrire, à toutes les échelles de temps et d'espace, le phénomène de l'érosion. Dans les faits, le nombre de paramètres à prendre en compte pour modéliser les mécanismes de base ne permet pas d'utiliser les résultats de l'analyse des mécanismes fondamentaux à l'oeuvre dans l'érosion, pour la description de phénomènes ayant une durée de plusieurs milliers d'années.

3.3.1.1 Rappels d'hydrodynamiques pour l'écoulement fluvial

Bien que la plupart des applications de l'hydrodynamique fassent l'hypothèse d'écoulement uniformes, les vitesses des écoulements en rivières naturelles varient spatialement et temporellement. On peut caractériser les écoulements par deux nombres adimensionnels :

- le nombre de Reynolds R_e pour un écoulement à proximité d'un objet de taille r quantifie le rapport entre les forces d'inertie et les forces de frictions dues à la viscosité du fluide :

$$R_e = \frac{\rho r V}{\eta}$$

où V la vitesse moyenne de l'écoulement, ρ la masse volumique de l'écoulement et η la viscosité du fluide. Si $R_e < 500$ l'écoulement est laminaire : les tranches de fluide glissent les unes sur les autres sans échanges. Si $R_e > 2000$ l'écoulement est turbulent : les forces d'inertie ont une influence dominante et les vitesses instantanées de l'écoulement présentent une grande dispersion temporelle et spatiale autour de leur moyenne.

- le nombre de Froude F quantifie le rapport entre la vitesse de l'écoulement et la célérité des ondes de pression :

$$F = \frac{V}{\sqrt{gh}}$$

où g est l'accélération de la pesanteur et h la profondeur de l'écoulement. $F < 1$ si un obstacle se présente sur l'écoulement, alors ce dernier peut s'adapter en amont : les ondes de déformation pouvant "remonter" le courant, on parle d'écoulement subcritique et le régime est dit *fluvial*. Si $F > 1$ l'écoulement ne "découvre" un obstacle que lorsqu'il passe dessus, il peut alors devenir instable et les ondes de pression peuvent donner naissance à des vagues qui en se brisant permettent de dissiper de l'énergie, on parle alors d'écoulement supercritique et le régime est dit *torrentiel*.

3.3.1.2 Transport des particules

On distingue deux grands modes de transport des particules : le transport de fond (saltation, glissement), le transport en suspension (*fig. 3.7*). Pour une taille de grain donnée, le mode de transport est fixé par les conditions hydrauliques de la rivière. Lorsque la force de cisaillement à la base de l'écoulement d'eau dépasse le seuil critique de cisaillement τ_c (critical shear stress), les particules commencent à se déplacer sur le fond de la rivière par roulement, glissement ou petits bonds. Lorsque les conditions hydrauliques deviennent turbulentes et que les fluctuations de vitesse verticale sont importantes, les particules peuvent être maintenues en suspension et passer peu de temps en contact avec le fond [110]. En pratique, pour des conditions hydrauliques données, une certaine classe de grains

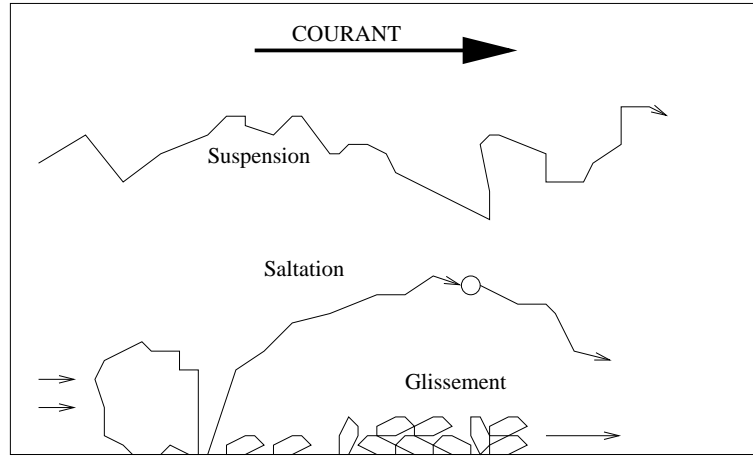


FIG. 3.7 – Mode de transport en rivière naturelle (cité in [123]).

sera transportée en suspension (sables, argiles,...), les éléments les plus gros étant transportés sur le fond ou restant immobiles. Cette hiérarchisation du mode de transport en fonction de la taille des grains est souvent simplifiée dans les modèles de transport en définissant une taille de grain moyenne (souvent le diamètre médian D_{50}) censée représenter la classe de grains participant significativement au transport total.

3.3.1.3 Mise en mouvement des particules

Approche empirique : Il existe deux diagrammes très répandus dans la littérature sur l'érosion ; le diagramme de Hjulström et le diagramme de Shield. Le premier, que nous verrons au chapitre 4.1 présente l'avantage de prendre en compte aussi bien le matériel cohésif que le matériel non-cohésif. Le second a été maintes fois documenté et interprété théoriquement (fig. 3.8).

Le diagramme de Shield est construit sur la base de la représentation de la contrainte adimensionnelle calculée à partir de paramètres entrant en jeu dans le processus d'érosion (densité des sédiments ρ_s , taille des grains r , densité de l'eau ρ , viscosité cinématique de l'eau η , accélération de la gravité g , contrainte de cisaillement τ exercée par l'eau) [134].

$$\frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gr} = f\left(\sqrt{\frac{\tau}{\rho \eta}} r\right) \quad (3.3)$$

Ce diagramme met en évidence une frontière en terme de contrainte entre les particules immobiles et celles qui sont en mouvement, dans le cas de particules non-cohésives (fig. 3.8). Cela permet une représentation graphique simple d'un processus où sont pris en compte de nombreux facteurs lors de la mise en mouvement des grains pour les substrats non-cohésifs.

Approche probabiliste :

Partant du constat qu'il était difficile sinon impossible d'établir des valeurs seuils à partir desquelles les particules entrent en mouvement, Einstein [68] propose de raisonner en termes de probabilités. Einstein donne une méthode pour calculer la probabilité que la force verticale due à la circulation hydraulique soit supérieure au poids d'une particule (et donc que celle-ci entre en mouvement). Toutefois cette approche utilise beaucoup de paramètres qui ne sont pas toujours facilement quantifiables.

Approche déterministe :

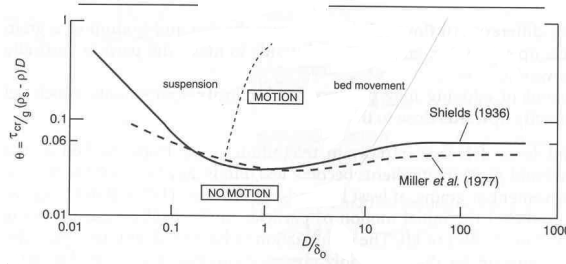


FIG. 3.8 – Diagramme de Shield représentant les contraintes adimensionnelle critique pour du matériel non-cohésif (d'après [103]). Au dessus de la courbe, les contraintes sont suffisantes pour mettre en mouvement les particules.

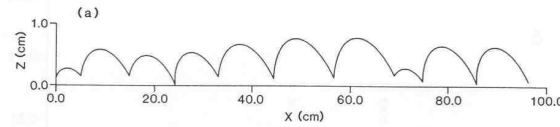


FIG. 3.9 – Modélisation du mouvement d'un grain sur le fond d'une rivière (Wiberg et Dungan Smith, 1985)[194].

Une approche classique en physique consiste à faire le bilan des forces avant d'appliquer l'équation fondamentale de la dynamique. Abandonnée pour l'étude de la mise en mouvement des particules pendant de nombreuses années à cause notamment de la difficulté à traiter numériquement les turbulences et le grand nombre de paramètres, cette approche est redevenue d'actualité notamment depuis le travail de Wyberg et collaborateurs [194][193] (fig. 3.9). Ces travaux permettent d'interpréter de façon précise le seuil critique à partir duquel les particules non-cohésives d'un milieu hétérogène sont mises en mouvement. Cependant, ces modèles ne prennent pas en compte le comportement des matériaux cohésifs largement répandus en milieu naturel, ce qui restreint leur domaine d'applicabilité.

Quelques études ont été menées sur du matériel cohésif, notamment par Dade et al. (1992). Néanmoins il reste à étudier de manière aussi précise le seuil de mise en mouvement pour les matériaux cohésifs que pour les matériaux non cohésifs et intégrer ces résultats dans l'étude long-terme du système fluvial.

3.3.2 Approches empiriques pour la description du système fluvial

L'étude du système fluvial peut également être abordé à l'échelle macroscopique par l'intermédiaire de la description empirique des relations entre les paramètres géométriques et hydrauliques. Celle-ci prend souvent la forme de loi de puissance où la valeur des coefficients empiriques dépend des conditions locales sous lesquelles elles ont été établies. Leur applicabilité stricte se réduit souvent au lieu où elles ont été établies. Toutefois, les ordres de grandeur obtenus respectent les tendances généralement observées et font de ces résultats des outils utiles pour la modélisation, à défaut d'être

parfaitement ajustés.

Les relations les plus communément utilisées sont :

- pour le débit hydraulique (a et b sont des constantes empiriques : on prend souvent $b = 1$)

$$Q = aA_{drainage}^b$$

- pour la largeur de la rivière (a_w et b_w des constantes empiriques)

$$w = a_w Q^{b_w}$$

- pour le débit de crue Q_b il existe plusieurs relations avec la largeur w , la profondeur de la rivière h ou la pente S (w_1 , w_2 , h_1 , h_2 , s_1 , s_2 sont des coefficients).

$$w = w_1 Q_b^{w_2}$$

$$h = h_1 Q_b^{h_2}$$

$$S = s_1 Q_b^{s_2}$$

De nombreuses relations peuvent être dérivées de celles-ci. Il existe également des expressions intégrant simultanément plusieurs paramètres, chacun pondéré par une puissance associée.

Ces relations permettent par ailleurs de caractériser la nature du régime fluvial. Ainsi les rivières pour lequel le couple (S , Q_b) se trouve sous la courbe calculée avec l'équation :

$$S = 0.012 Q_b^{-0.44}$$

auront plutôt tendance à être en méandre, alors que celles pour lequel le couple de paramètres se trouve au-dessus aura plus de chance d'être une rivière en tresse [118] (*fig. 3.10*). Les changements de régime fluvial (par exemple d'un régime en méandre à un régime en tresse) peuvent ainsi s'expliquer par une modification récurrente du débit de crue conditionnée par un changement climatique. Ce changement de régime peut être simulé dans les modèles en multipliant la distance à la source par une constante supérieure à un pour le passage d'un régime en tresse (périodes glaciaires) à un régime méandriforme. En effet, une conséquence de cette transition est l'allongement de la distance parcourue le long du profil longitudinal.

- pour la taille des particules r (avec r_0 et r_1 des coefficients empiriques et x la distance à la source)

$$r = r_0 e^{-r_1 x}$$

3.3.3 Modèles de transport sédimentaires

Il existe un grand nombre de formules cherchant à décrire la capacité à transporter les sédiments. Totalement empiriques ou reposant sur des bases théoriques, elles ont, en général, été calées sur un grand nombre de données de laboratoire ou de terrain. Ces lois sont utilisées lors du développement des équations de conservation de la masse (*chapitre 3.3.4.1*). Elles se présentent sous plusieurs formes. On utilise souvent des lois de puissance où le débit sédimentaire Q_s est une fonction de la pente S , du débit liquide Q , de la taille des grains r et d'un coefficient k_{s1} (sous lequel peuvent se cacher la porosité et la masse volumique des sédiments) :

$$Q_s = k_{s1} S^{n_{s1}} Q^{n_{Q1}} r^{n_{r1}}$$

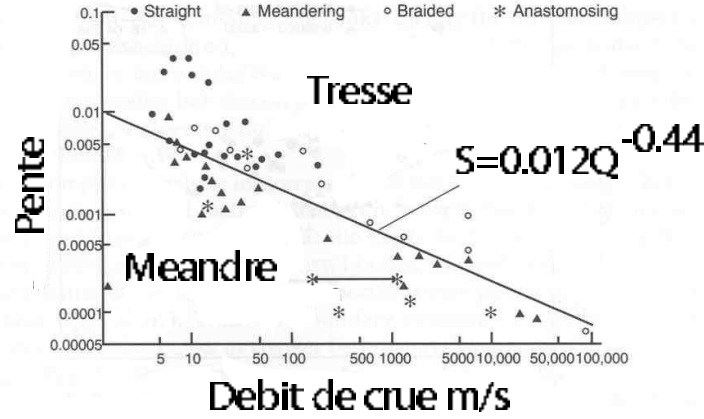


FIG. 3.10 – Diagramme Pente/Débit et sa relation avec le type de régime fluvial (rivière en méandre, en tresse) [118].

où n_{s1} , n_{Q1} et n_{r1} sont des puissances déterminées empiriquement [91][189] [196]. Nombre de modèles sont dérivés de cette équation. Leur utilisation est limitée par la détermination empirique des puissances.

Une autre version de la loi de transport est celle qui intègre les contraintes. Elle se présente sous la forme :

$$Q_s = k_{s2} (\tau - \tau_c)^{n_2} S^{n_{s2}} Q^{n_{s2}} r^{n_{r2}}$$

où τ est la contrainte de cisaillement et τ_c est la contrainte critique au-delà de laquelle le matériel est mis en mouvement [79] [189]. Elle se distingue de l'approche précédente du fait qu'elle intègre implicitement l'influence de la charge sédimentaire transportée dans le flux. En effet, celle-ci peut avoir un effet abrasif sur le lit de la rivière. En tenant compte de la contrainte, le calcul prend en considération le fait, qu'à vitesse égale, une rivière chargée érode plus facilement (l'énergie cinétique du fluide en mouvement y est plus importante). La détermination de τ_c est l'objet de recherches [110]. Le caractère souvent empirique de sa détermination et l'étude des substrats quasi-exclusivement non-cohésifs posent problème : ceux-ci ne représentent pas l'ensemble des substrats en milieu naturel. Une comparaison des différents modèles de lois de transport et une critique de ceux-ci ont été réalisées par différents auteurs [79][189]. Un certain nombre de variantes existent où au lieu d'exprimer les seuils de mise en mouvement en terme de contrainte de cisaillement, on l'exprime en fonction de la vitesse de l'écoulement de l'eau. Cependant le nombre de paramètres de cette seconde approche est augmenté, ce qui ne facilite pas les simulations long-terme. De façon générale, le calage sur des jeux de données différents implique une assez grande diversité dans la valeur des coefficients utilisés. De plus, le calage des puissances est fait dans la plupart des cas en situation de capacité de transport à l'équilibre, ce qui ne permet pas de rendre parfaitement compte des rivières en sous-capacité de transport (ou en surcapacité).

Pour modéliser sur le long-terme les rivières en sous-capacité de transport, certains auteurs ont fait l'hypothèse que la variation de débit sédimentaire avec le temps est linéairement proportionnelle au débit sédimentaire lui-même [106] :

$$\frac{dQ_s}{dt} = \frac{1}{t_s} (Q_s^{eq} - Q_s)$$

Cette hypothèse est nécessaire pour dériver l'équation "stream power" de l'équation de conservation de la masse (*chapitre 3.3.4.2*). Physiquement cette hypothèse s'interprète assez facilement : plus l'écart à l'équilibre est grand, plus la variation dans le temps pour aller vers l'équilibre sera rapide.

Cependant cette approche ne permet pas de simuler le fait qu'au-delà d'une certaine charge sédimentaire, la rivière soit saturée et qu'elle se mette à déposer. Cette condition peut être imposée en supposant la relation suivante pour le flux sédimentaire (cf *chapitre 3.3.4.4* pour la démonstration) :

$$\frac{\delta Q_s}{\delta x} = k_2(Q_s^{eq} - Q_s)^2$$

Ainsi, plus l'écart à l'équilibre est important, plus l'amortissement de cet écart se fera sur une zone restreinte. Cette condition peut sembler contre-intuitive à première abord, cependant elle permet d'expliquer l'incapacité de la rivière à transporter une quantité trop grande de sédiments pour un débit donné.

Ces deux dernières approches se distinguent des 2 premières par le fait qu'elles considèrent les fluctuations du flux sédimentaire comme un processus dynamique. Cependant leur intégration dans un modèle long-terme pose problème. En effet il faudrait pouvoir décider a priori où et quand les rivières sont en sous ou en sur-capacité pour pouvoir appliquer le modèle de transport solide adéquat.

3.3.4 Approches théoriques de l'érosion fluviale sur le long-terme

L'érosion du substratum rocheux des rivières s'effectue par abrasion mécanique, altération physico-chimique et par des phénomènes de cavitation ou des mouvements de masse [93]. Deux conditions sont nécessaires pour que ces processus soient efficaces : d'une part le lit rocheux doit être apparent, et d'autre part des particules abrasives doivent être présentes et en mouvement au-dessus du fond de la rivière [166]. En particulier, il est difficile d'éroder le substrat rocheux si la rivière ne contient pas de sédiments, ou si elle en contient trop et que le lit est masqué. Sklar et Dietrich [166] ont montré que pour une pente donnée, il existait une concentration en sédiment correspondant à un maximum d'abrasion mécanique. Si l'importance des mécanismes décrivant l'impact des particules abrasives dans l'érosion fluviale n'est pas à remettre en cause, il est nécessaire d'intégrer ce processus dans les modèles long-terme.

3.3.4.1 Modèles d'érosion à partir de l'équation de conservation de la masse

Le modèle de conservation de la masse est dérivé de son utilisation en mécanique des fluides. Son application au cas spécifique des processus geomorphologiques a été proposé dès 1960 par Culling [61] (*fig. 3.11*).

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{\delta Q_{sx}}{\delta x} + \frac{\delta Q_{sy}}{\delta y}$$

En fonction des hypothèses faites sur la nature du débit sédimentaire, la forme des équations conditionnera les solutions des équations différentielles. Nous faisons une synthèse des principaux modèles qui ont été développés.

Hypothèse 1 : le débit sédimentaire de fond de vallée est proportionnel à la pente. Un modèle simple a été proposé par Culling [61], puis par Begin *et al.* [28] pour modéliser l'évolution dans le temps du profil longitudinal d'une rivière. Ce modèle est basé sur le principe de la conservation du flux de sédiment. L'hypothèse principale de ce modèle est que le débit de sédiments est linéairement proportionnel à la pente du chenal. Cette hypothèse s'écrit :

$$Q_s = K_B S = K_B \frac{\delta z}{\delta x} \quad (3.4)$$

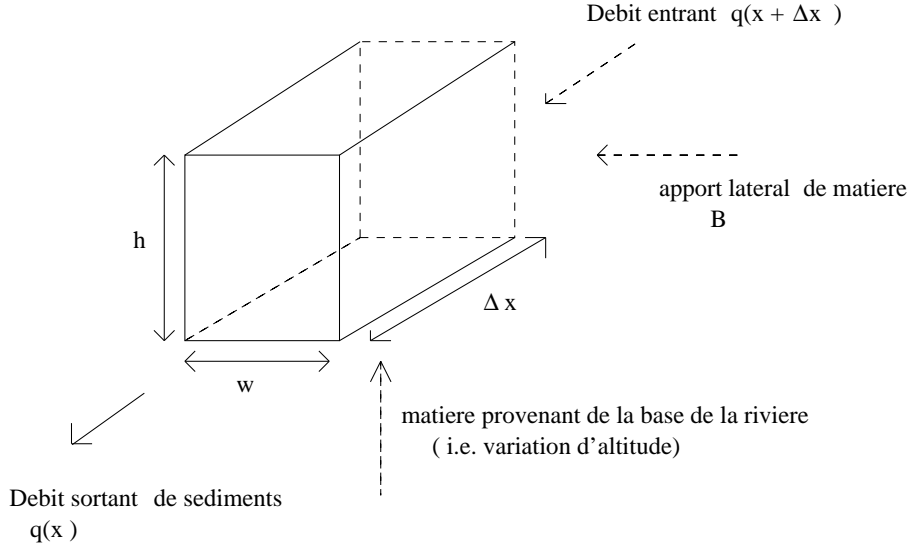


FIG. 3.11 – Schéma synthétique de la conservation de la masse. Bilan des flux.

Il existe des modèles moins simplificateurs pour quantifier la capacité de transport sédimentaire (*chapitre 3.3.3*). Cependant cette hypothèse a l'avantage de réduire le nombre de paramètres à prendre en compte dans le modèle.

En effet cette hypothèse conduit à

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{\delta K_B S}{\delta x} + \frac{\delta Q_{sy}}{\delta y} = K_B \frac{\delta^2 z}{\delta x^2} + B \quad (3.5)$$

où K_B , le coefficient de diffusion, est considéré indépendant de x .

t le temps écoulé depuis l'abaissement du niveau de base.

z l'altitude du lit de la rivière.

B est le flux latéral de sédiments obtenu empiriquement. Culling [61] et Begin *et al.* [28] considèrent que le terme B prend la forme d'une exponentielle. Il s'agit d'une hypothèse basée sur des considérations empiriques.

Ce type de modèle est de la même forme que les équations de diffusion de la chaleur [61].

La solution analytique de cette équation permet de calculer l'évolution de l'élévation du chenal en fonction du temps et de la distance (*fig. 3.12*), à partir de la quantité d'abaissement du niveau de base et du coefficient de diffusion (*fig. 3.13*).

Il est important de noter que suivant le type de solution envisagé (analytique ou numérique), on se trouve obligé de faire des hypothèses fortes sur les processus qui contrôlent l'évolution du profil longitudinal des rivières sur de longues périodes de temps. Ainsi, la question de la condition que l'on pose aux limites du modèle est souvent traitée comme un problème secondaire, alors qu'elle est capitale dans la solution numérique à laquelle aboutit le modèle. Pour pouvoir utiliser la solution analytique (*annexe 8.1*), les auteurs sont contraints de considérer que le coefficient K_B est indépendant de x . Cette hypothèse est très réductrice si on considère que le débit hydraulique est inclu dans la valeur du coefficient de diffusion K_B comme le font Begin *et al.* [28]. Le profil à l'équilibre est alors une droite (*fig. 3.12.b*).

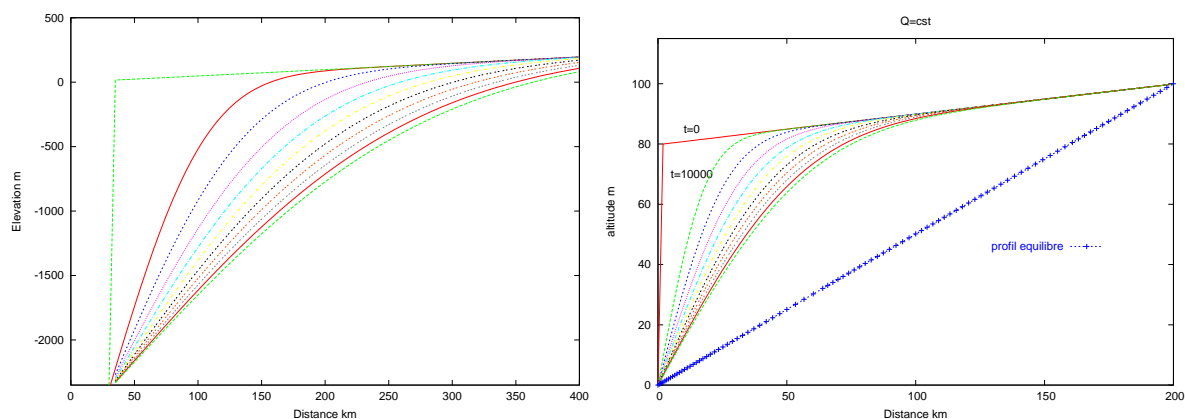


FIG. 3.12 – (A) Evolution avec le temps de la solution analytique de l'équation de conservation de la masse. $K_B=15000$. Les solutions sont représentées tous les 100000 ans. La pente initiale est de 0.06%. (B) Représentation du profil d'équilibre. Il s'agit d'une droite si $K_B = \text{constante}$.

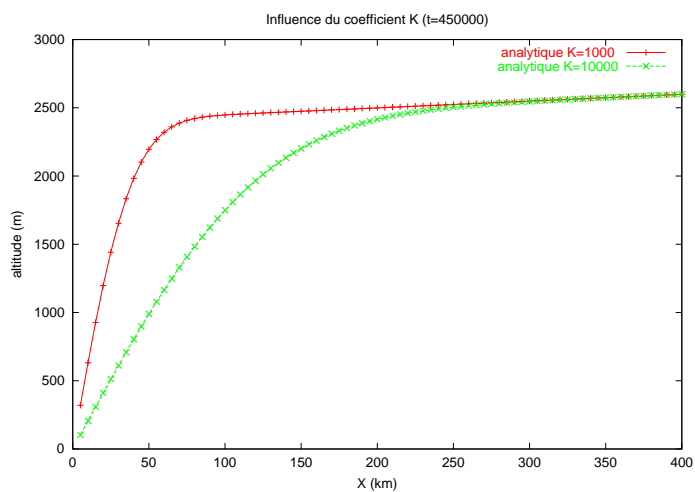


FIG. 3.13 – Influence du coefficient K_B sur le profil longitudinal. On part d'un même profil longitudinal. Les profils sont représentés au même temps t_{final} . Ils ne sont pas à l'équilibre.

Hypothèse 2 : le débit sédimentaire du fond de vallée est proportionnel à la pente et au débit hydraulique . Willgoose *et al* (1991) [196] ont proposé un modèle basé sur la conservation de la matière pour explorer numériquement la croissance du réseau hydrographique. Ils ont distingué les processus de versant des processus de fond de vallée. Pour les processus de versant, ils ont considéré que le flux sédimentaire est uniquement proportionnel à la pente :

$$Q_s = K_w \frac{\delta z}{\delta x}$$

On aboutit alors à l'équation suivante :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = T_0(x, y) + \frac{1}{\rho_s(1 - p_0)} \left(\frac{\delta Q_{sx}}{\delta x} + \frac{\delta Q_{sy}}{\delta y} \right) + K_w \left(\frac{\delta^2 z}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 z}{\delta y^2} \right) \quad (3.6)$$

où p_0 est la porosité du matériel avant érosion et après déposition, Q_{sx} le flux sédimentaire dans la direction x et Q_{sy} le flux sédimentaire dans la direction y (il s'agit d'un modèle 3D). Le premier terme à droite $T_0(x, y)$ représente le déplacement tectonique, le deuxième terme les processus de fond de vallée et le troisième terme l'apport des versants.

L'apport en sédiment dans le fleuve dû au recul des berges est négligé. Willgoose *et al.* considèrent que le débit de sédiment dans le fond de vallée est décrit par :

$$Q_s = k_{s3} Q^{n_{Q3}} S^{n_{s3}} = k_{s3} Q^{n_{Q3}} \left(\frac{\delta z}{\delta x} \right)^{n_{s3}}$$

D'un point de vue théorique, ils admettent que k_{s3} dépend de la taille des grains.

Hypothèse 3 : le flux sédimentaire de fond de vallée est proportionnel à la pente, au débit hydraulique et à la taille des grains . Nous allons développer l'équation de conservation de la masse en tenant compte explicitement des variations de pente, du débit hydraulique et de la taille des grains dans l'espace. Prenons désormais le cas où le débit sédimentaire de fond de vallée s'écrit :

$$Q_s = k_{s1} S^{n_{s1}} Q^{n_{Q1}} r^{n_{r1}} \quad (3.7)$$

alors

$$\begin{aligned} \frac{\delta z}{\delta t} &= k_{s1} \frac{d}{dx} (S^{n_{s1}} Q^{n_{Q1}} r^{n_{r1}}) + S^{n_{s1}} Q^{n_{Q1}} r^{n_{r1}} \frac{dk_{s1}}{dx} + B \\ \frac{\delta z}{\delta t} &= k_{s1} S^{n_{s1}} r^{n_{r1}} Q^{n_{Q1}} \left(n_{s1} \frac{dS}{dx} r Q + n_{r2} S \frac{dr}{dx} Q + n_{Q1} S r \frac{dQ}{dx} \right) + S^{n_{s1}} Q^{n_{Q1}} r^{n_{r1}} \frac{dk_{s1}}{dx} + B \end{aligned} \quad (3.8)$$

Pour des paramètres d'entrée simples du modèle, on retrouve le même comportement que pour les cas précédents (*fig.* 3.14).

Cette équation a "l'avantage" de prendre en compte la taille du matériel dans le calcul de l'érosion au cours du temps contrairement à l'équation de Begin *et al.* (1981). Par contre cette équation ne tient pas compte explicitement de la contrainte critique en dessous de laquelle aucun mouvement n'est possible pour un matériel donné. De plus l'existence des puissances empiriquement déterminées pose problème dès qu'on sort de l'espace géographique pour lequel les coefficients ont été déterminés.

3.3.4.2 Modèle d'érosion par proportionnalité à l'intensité du flux (Stream Power)

Considérant que l'équation de la conservation de la masse n'était valable que pour les chenaux alluviaux, Howard *et al* [92] ont introduit une loi censée décrire l'érosion dans les zones rocheuses en amont des rivières, là où le débit sédimentaire est réduit. Cette approche, supposée alternative à la conservation de la masse, a été utilisée par de nombreux auteurs [192] [166] [135] [85] [142] [93].

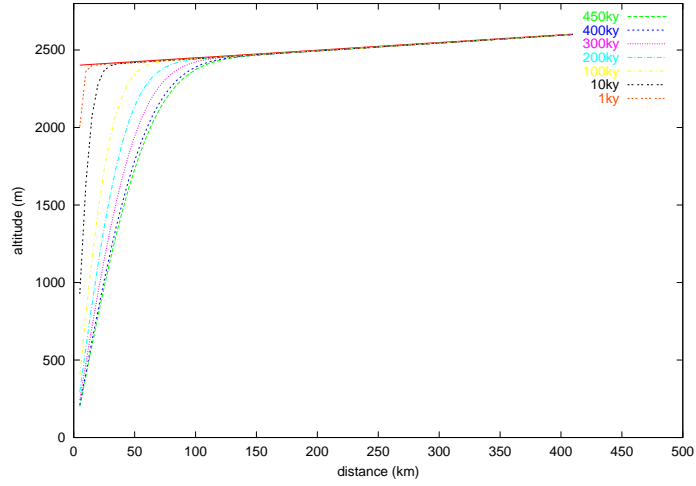


FIG. 3.14 – *Evolution du modèle dans le temps sous des conditions simplifiées.* $k_{s1} = 5$, $q = -0.00375x + 2500$, $m = n = p = 1$, $r = 0.2$.

Considérant que le taux d'incision $\delta z / \delta t$ est une fonction de l'intensité du flux d'eau ψ , on peut postuler :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = -k_{st}(\psi - \psi_c)^\gamma \quad (3.9)$$

où k_{st} est l'érodabilité qui dépend des propriétés mécaniques du substrat, ψ_c est une intensité de flux d'eau critique qui doit être dépassée pour que l'incision débute et γ est un exposant positif. L'intensité du flux d'eau est souvent prise comme égale à la contrainte cisailante en fond de rivière $\psi = \tau$ (shear stress) ou à la puissance unitaire fournie par le flux (unit stream power) $\psi = \tau V$, avec V la vitesse du fluide. Cette équation traduit en quelque sorte la conversion d'énergie potentielle en énergie cinétique durant l'écoulement de l'eau [142] puisqu'au lieu de parler en terme de pente, on parle en terme de vitesse et de contrainte. Dans sa version initiale, l'équation 3.9 ne rend pas compte de l'éventuelle dépendance de l'abrasion au flux sédimentaire.

En considérant que $\psi = \tau V$, en utilisant des équations simples :

-de conservation de la masse d'eau (w la largeur, h la profondeur de l'écoulement)

$$Q = Vwh$$

-de conservation des forces dans un chenal (S la pente, ρ la densité de l'eau, g l'accélération gravitationnelle) (*chapitre 3.1.2*)

$$\tau = \rho ghS$$

-de lois empiriques classiques de l'hydraulique (*chapitre 3.3.2*) relatives à la géométrie du chenal ou à la taille du bassin versant ($A_{drainage}$ l'aire du bassin versant)

$$w = a_w Q^{b_w}$$

$$Q = a A_{drainage}^b$$

on arrive à

$$\psi = \rho g S \frac{a A_{drainage}^b}{a_w (a A_{drainage}^b)^{b_w}} = \frac{\rho g S a}{a_w a^{b_w}} A_{drainage}^{b(1-b_w)} S$$

On obtient alors une équation de la forme :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = k_{st} \left(\frac{\rho g S a}{a_w a^{b_w}} A_{drainage}^{b(1-b_w)} S - \psi_c \right)^\gamma$$

où a_w , b_w , a , b sont des constantes. On prend souvent $b = 1$.

En supposant que le seuil d'érosion ψ_c est nul, on obtient une équation de la forme :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = k_{st} \left(\frac{\rho g S a}{a_w a^{b_w}} \right)^\gamma A_{drainage}^{\gamma b(1-b_w)} S^\gamma \quad (3.10)$$

L'hypothèse consistant à négliger le seuil d'érosion ψ_c est l'objet de controverses. Plusieurs auteurs l'admettent a priori pour simplifier les calculs, d'autres y aboutissent par la comparaison des divers modèles d'érosion fluviale long-terme [180], mais certains la réfutent après analyse de simulations numériques [110].

Pour travailler à 2 dimensions les auteurs font une nouvelle hypothèse. L'aire de drainage est proportionnelle à la distance à la source de la rivière [192] [135] [166] :

$$A_{drainage} = k_A x^{n_{A5}}$$

avec $n_{A5} = 1/h_a$ (*chapitre 3.2.1*).

L'équation 2D est alors (*fig. 3.15*)

$$\frac{\delta z}{\delta t} = k_{st} k_A^{\gamma b(1-b_w)} \left(\frac{\rho g S a}{a_w a^{b_w}} \right)^\gamma x^{n_{A5} \gamma b(1-b_w)} S^\gamma = k_i x^n S^\gamma = k_i x^n \left(\frac{\delta z}{\delta x} \right)^\gamma \quad (3.11)$$

De nombreux travaux cherchent à estimer la valeur des exposants ainsi que la relation entre k_i et la nature des roches [192] [166] [180][110]. Montgomery [135] prend comme valeur pour les puissances $n = 2$ $\gamma = 1$ et $k_i = 0.5 m^{-1} a n^{-1}$. La variabilité des coefficients et leur nombre, ainsi que la simplification relative au seuil d'érosion ψ_c posent toutefois des problèmes pour l'application à des cas concrets [110].

3.3.4.3 Modèle d'érosion en sous-charge sédimentaire

Les auteurs privilégiant l'équation *Stream Power* font souvent la distinction entre les rivières alluviales possédant un lit mobile dans le fond de la rivière avec des sédiments non consolidés et les rivières à substratum rocheux où le socle est souvent exposé directement à l'écoulement.

Le modèle *Stream Power* se présente comme une alternative aux modèles basés sur la conservation de la masse. Néanmoins les auteurs n'expliquent pas pourquoi les lois de conservation de la masse ne seraient plus valables en dehors des chenaux alluviaux. Nous allons voir que le modèle *Stream Power* n'est qu'un cas particulier de l'équation de conservation de la masse [106]. En effet, Kooi et Beaumont (1994) ont démontré qu'à partir du principe de conservation de la masse on pouvait retrouver une équation de la forme des équations *stream power*.

L'équation de la conservation de la masse sous sa forme la plus simple est :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{\delta Q_s}{\delta x} \quad (3.12)$$

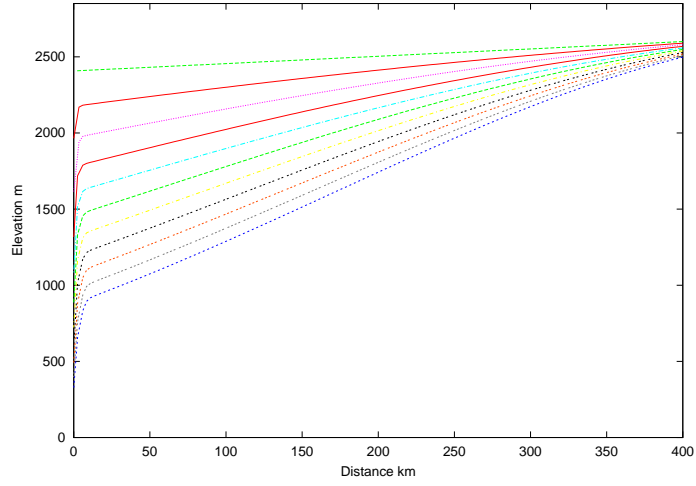


FIG. 3.15 – Evolution avec le temps de la solution analytique de l'équation "Stream power". $k = 1 \times 10^{-14}$. Les solutions sont représentées tous les 100000 ans. La pente initiale est de 0.06%.

Kooi et Beaumont (1994) font l'hypothèse que la dépendance est linéaire par rapport à la pente et au débit. La capacité de transport de sédiments à l'équilibre peut être prise comme étant :

$$Q_s^{eq} = K_s \frac{Q}{w} \frac{\delta z}{\delta x} \quad (3.13)$$

Kooi et Beaumont font également l'hypothèse que la variation de débit sédimentaire est proportionnelle à l'écart du débit sédimentaire par rapport à sa capacité de transport à l'équilibre Q_s^{eq} :

$$\frac{dQ_s}{dt} = \frac{1}{t_s} (Q_s^{eq} - Q_s) \quad (3.14)$$

où t_s a la dimension d'un temps. Or

$$\frac{dQ_s}{dt} = \frac{\delta Q_s}{\delta t} + V_s \frac{\delta Q_s}{\delta x}$$

comme à l'état stationnaire

$$\frac{\delta Q_s}{\delta t} = 0$$

on obtient

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{dQ_s}{dx} = \frac{1}{V_s} \frac{dQ_s}{dt} = \frac{1}{V_s t_s} (Q_s^{eq} - Q_s) \quad (3.15)$$

L'hypothèse d'un état stationnaire n'est plus vérifiée lorsqu'on prend en compte l'effet des variations climatiques.

Dans les zones où le lit de la rivière est constitué de roches peu altérées (i.e. donc il y a peu de matière qui se détache), on a $Q_s \ll Q_s^{eq}$ donc

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{1}{V_s t_s} Q_s^{eq} = \frac{1}{V_s t_s} K_s \frac{Q}{w} \frac{\delta z}{\delta x} \quad (3.16)$$

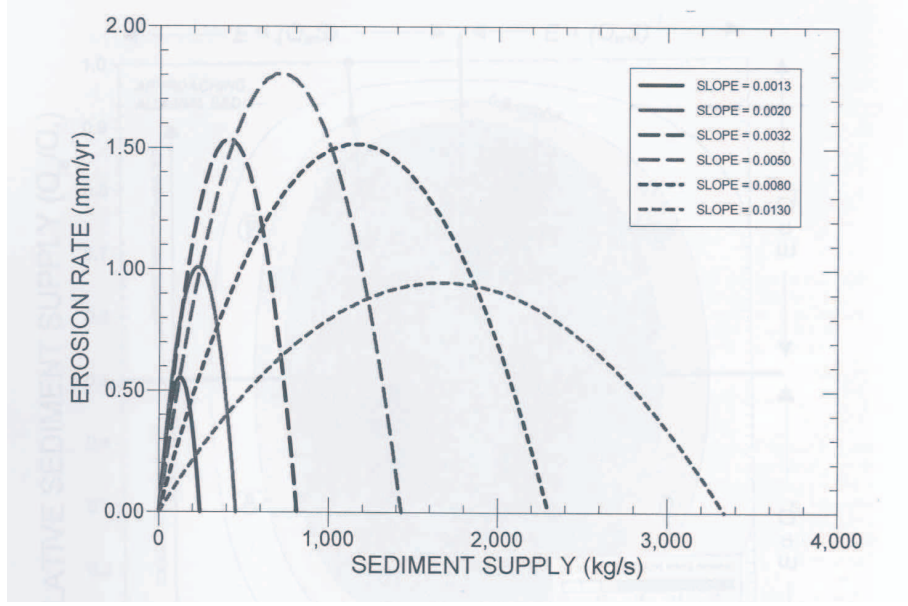


FIG. 3.16 – Taux d'érosion en fonction de la charge sédimentaire (Sklar et Dietrich, 1998) [166].

ce que l'on peut réécrire

$$\frac{\delta z}{\delta t} = K_i Q \frac{\delta z}{\delta x} \quad (3.17)$$

ou encore en considérant que $Q = aA_{drainage}^b = ak_A x^{n_{A5}}$ on obtient (b=1) :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = K_{i2} x^{n_{A5}} \frac{\delta z}{\delta x}$$

Ceci est à comparer à l'équation du modèle *stream power* (équation 3.11). Il y a égalité si $k_i = K_{i2}$, $n_5 = n$, $\gamma = 1$. L'équation *stream power* n'est donc qu'un cas particulier de l'équation de conservation de la masse dans le cas où $Q_s \ll Q_s^{eq}$.

La distinction des processus entre les cas où le transport de sédiments est à l'équilibre et le cas où la rivière est en sous capacité de transport est pertinent. Il serait donc nécessaire de considérer les cas de transport à l'équilibre et les cas de sous-charge. Néanmoins comme nous le verrons au chapitre 4, ce mécanisme peut également être modélisé d'une façon différente.

3.3.4.4 Modélisation de la surcharge sédimentaire

Nous avons vu dans le paragraphe précédent comment le transport sédimentaire pouvait être modélisé dans les cas où la rivière était en sous-capacité de transport. Nous allons voir à présent le cas où la rivière est en surcharge sédimentaire.

Ce modèle vise à reproduire le mécanisme liant la capacité d'érosion à la charge sédimentaire transportée. Celui-ci doit pouvoir rendre compte du fait que l'augmentation de la charge sédimentaire augmente la capacité d'érosion de la rivière par abrasion lorsque la rivière est peu chargée en sédiments, mais au-delà d'une certaine limite l'augmentation de la charge sédimentaire tend à diminuer la capacité érosive du flux (fig. 3.16).

Une équation permettant de simuler cet effet est de la forme [166][180] :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = k_1 Q_s \left(1 - \frac{Q_s}{Q_s^{eq}}\right)$$

où k_1 est un coefficient pouvant dépendre de nombreux facteurs tels que la largeur de la rivière, la vitesse des sédiments, la taille des grains et la densité des sédiments. En fait, pour modéliser les conditions de surcapacité et de sous-capacité de transport, il suffirait que

$$\frac{\delta z}{\delta t} = k_2 (Q_s^{eq} - Q_s)^2$$

Etant donné l'équation 3.12, ceci est vérifié dès que

$$\frac{\delta Q_s}{\delta x} = k_2 (Q_s^{eq} - Q_s)^2 \quad (3.18)$$

En effet, on retrouve alors l'équation de conservation de la masse

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{\delta Q_s}{\delta x}$$

Comment interpréter la condition décrite par l'équation 3.18 ? En fait, contrairement à l'hypothèse de Kooi et Beaumont (1994) (équation 3.14), l'hypothèse implicite est ici que l'évolution temporelle du débit sédimentaire n'est pas proportionnelle à l'écart à la capacité de transport sédimentaire à l'équilibre, mais à son carré.

En effet, dans l'hypothèse d'un état stationnaire on a :

$$\frac{dQ_s}{dt} = \frac{\delta Q_s}{\delta t} + V_s \frac{\delta Q_s}{\delta x} = V_s \frac{\delta Q_s}{\delta x} = V_s k_2 (Q_s^{eq} - Q_s)^2$$

Cette formulation traduit, au final, l'aspect dynamique du débit sédimentaire pour une condition d'équilibre Q_s^{eq} donnée.

3.3.4.5 Conclusion

Les modèles utilisant la conservation de la masse permettent de traiter aussi bien les problèmes liés à l'évolution longitudinale du profil des rivières [28], que ceux concernant l'évolution des réseaux hydrauliques [196] ou l'aggradation [175]. Ce type de modèle permet également d'étudier l'influence des cycles climatiques sur l'évolution verticale (érosion ou aggradation) du profil longitudinal au cours du temps [187]. Le développement du modèle de conservation de la masse à partir de l'hypothèse que le fonctionnement de la rivière est en sous-capacité de transport permet d'étudier le système fluvial aussi bien dans les plaines alluviales que dans la partie amont du réseau hydraulique. L'hypothèse que l'évolution temporelle du débit sédimentaire est proportionnelle au carré de l'écart à la capacité de transport à l'équilibre permet de modéliser l'effet de la surcharge sédimentaire. De plus, ce type de modèle permet de résoudre des problèmes complexes en partant d'un point de départ solide et intuitif. Cependant les hypothèses faites en supposant qu'on est à un état stationnaire pour parvenir aux modèles d'érosion en sous-capacité et en surcapacité de transport ne sont plus valides dès que l'on prend en considération la variabilité climatique. Les équations ont alors tendances à devenir lourdes. Il faut alors chercher une méthode alternative pour modéliser l'effet de la surcharge sédimentaire d'une autre manière (*cf chapitre 4.3.3*). La comparaison des différents modèles d'érosion fluvial long-terme montre qu'on parvient quasiment toujours à simuler les systèmes physiques réels en faisant varier les différents coefficients [180]. Ceci parfois au détriment du sens physique de ces paramètres. De plus il faut remarquer que la résolution numérique nécessite de faire certaines hypothèses fortes sur les conditions aux limites (*annexe 8.1*).

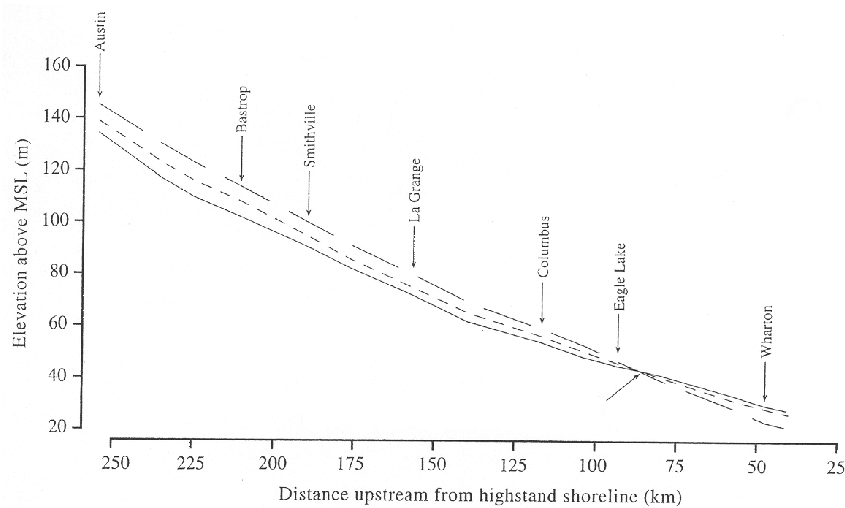


FIG. 3.17 — Exemple d'évolution du profil longitudinal d'une rivière (Blum and Price, 1998) . On remarque la tendance à la concavité.

3.3.5 Profils d'équilibres

Un des problèmes soulevés par l'étude du profil longitudinal des rivières sur de longues périodes de temps est de savoir vers quel état celles-ci tendent à se stabiliser. *Strahler (1952) (cité dans [156])*, se basant sur le postulat que les pentes formées par accumulation de mati riel ont un aspect concave, a proposé une équation de forme exponentielle pour déterminer le profil des pentes, y compris la pente des rivières. Ce modèle est une construction *a priori*.

$$z = K_p e^{-k_x x - k_t t}$$

D'autres auteurs privilégient, pour la détermination de la pente d'équilibre, des fonctions sous formes de puissance de la distance à la source ou de l'aire du bassin versant. Angelier et Chen [4] analysent le profil en long des fleuves à partir de la régression d'une fonction exponentielle. Ils supposent que le profil d'équilibre des rivières suit une loi exponentielle et que toute autre forme est la marque d'un déséquilibre.

Comment expliquer la tendance générale observée pour la plupart des fleuves à avoir un profil longitudinal concave (*fig. 3.17*) ? Ce n'est que récemment que des explications physiques ont été proposées [165]. Parmi les mécanismes susceptibles d'influencer la morphologie du profil, il y a la réduction de la taille des particules de l'amont vers l'aval, la subsidence uniforme du bassin et l'influence des affluents.

Il existe également diverses relations empiriques reliant la pente de la rivière à l'équilibre avec les paramètres hydrauliques et géométriques de la rivière. Ces équations ont l'avantage en général de ne tenir compte que d'un nombre restreint de paramètres (contrairement, par exemple, à Howard 1994). Rubey (1952) [152] propose une équation qui relie la pente S au débit liquide Q :

$$S^3 \frac{h}{w} = k \frac{Q_s^2 r}{Q^2}$$

où h la hauteur d'eau, w la largeur du chenal, r la taille des grains et Q_s la charge solide. De la même manière, mais avec une expression encore plus simple et avec des réussites diverses lors de la

confrontation avec les valeurs des rivières naturelles d'autres auteurs ont proposé de relier par une régression linéaire la pente et le débit [41]. Les coefficients empiriques ont une importante variabilité.

A partir de l'équation 3.5 et en considérant que le débit est constant dans l'espace et dans le temps, Begin *et al.* (1981) aboutissent au résultat que le profil d'équilibre est une droite. En tenant compte des hypothèses faites par Begin *et al.* relatives à la pente, à la capacité de transport sédimentaire Q_s et à la variation spatiale du débit liquide, il apparaît que ce modèle ne peut permettre d'expliquer l'ensemble du profil d'équilibre. Howard *et al.* (1994) ont par ailleurs mis en question la capacité de ce type de modèle à pouvoir simuler l'érosion fluviale dans les parties amonts des rivières là où l'écoulement se fait au contact direct des roches. Néanmoins le modèle de Begin *et al.* pourrait permettre de simuler, même si de façon approximative, le comportement aval des profils des fleuves à l'équilibre. En effet, dans cette zone l'évolution du débit avec la distance à la source est moins importante que dans la partie amont et la pente est plus faible, ce qui rapproche les conditions réelles des conditions simulées. Il reste à déterminer de façon plus précise les raisons qui conduisent à l'aspect concave du profil d'équilibre.

Conclusions

Les relations empiriques entre les paramètres macroscopiques présentent souvent un domaine de validité limité peu propice à l'étude d'un système sur le long terme. Elles ne peuvent rendre compte, à elles seules, de la dynamique des évolutions sur le long terme. Les processus physiques élémentaires, eux, ne permettent pas de décrire la cohésion des particules dans les fonds de vallées alors qu'à l'état naturel ce comportement est très fréquent. De plus, en l'état actuel, ils sont difficiles à appliquer sur le long terme. Par contre, les modèles de conservation de la masse ont fait leur preuve sur de nombreux systèmes fluviaux. Ces derniers nécessitent néanmoins une adaptation spécifique pour être appliqué à des cas particuliers sur le long terme.

Chapitre 4

Conception d'un modèle sur des bases mécaniques

Nous étudions les seuils de mise en mouvement des particules cohésives du lit des rivières et proposons un modèle simple pour le déterminer. Celui-ci peut être utile pour certains modèles d'érosion fluviale long-terme. Puis nous proposons un mécanisme pour expliquer pourquoi les périodes principales d'érosion ont eu lieu durant la phase début-glaciaire des cycles climatiques. Ensuite, nous construisons un modèle permettant de travailler sur des échelles de temps de l'ordre du cycle climatique pour simuler l'érosion fluviale. Enfin nous présentons un modèle permettant de tenir compte de la compensation isostatique. Une exploration numérique du couplage entre l'érosion et l'isostasie est effectuée. L'influence de la densité du réseau hydrographique est également étudiée.

4.1 Seuil d'érosion et de sédimentation

Les rivières peuvent s'écouler sur un lit de matériel cohésif (substrat rocheux, boue) ou non-cohésif. Pour le matériel non-cohésif, plusieurs formules empiriques ont été obtenues pour calculer le seuil critique de mise en mouvement [134]. Auparavant, une approche statistique avait été réalisée par Einstein [68], prenant en compte la plupart des facteurs physiques qui influencent le processus (*chapitre 3.1.2*). Dans les dernières décennies, différents modèles ont été proposés pour interpréter le mouvement des grains non-cohésifs dans l'eau et les interactions complexes entre les particules, ce qui a permis d'obtenir des résultats intéressants notamment en ce qui concerne les seuils de mise en mouvement [19] [20] [198] [101].

Mais ces formules ne rendent compte que d'une partie de l'érosion qui agit dans le lit des rivières. En effet, elles ne s'appliquent pas à des substrats cohésifs. Elles sous-estiment ainsi les seuils d'érosion. De plus, des résultats expérimentaux sur la vitesse critique d'érosion et de sédimentation [94] [147] ne sont pas expliqués par les modèles actuels.

Construit à partir d'une synthèse de différents travaux conduit en laboratoire ou sur le terrain, sur des substrats homogènes pouvant être cohésifs, le diagramme de Hjulström est l'objet de critiques (*fig.*

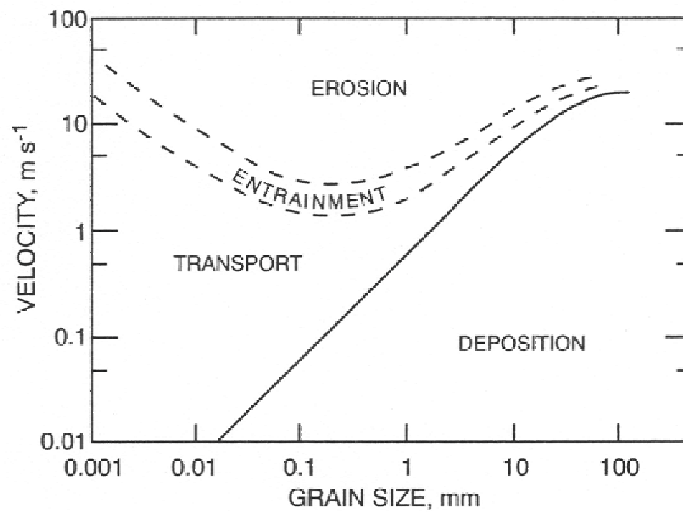


FIG. 4.1 – Diagramme de Hjulstrom (1935). Etude réalisée à partir de la synthèse de différentes mesures expérimentales.

4.1). En effet, les méthodes de mesure des différents points expérimentaux ne sont pas homogènes entre elles et sont approximatives. Néanmoins le résultat obtenu concorde avec celui d'autres travaux [63] et l'allure générale du diagramme est bien établie. Il reste donc à préciser les règles de comportement des grains lors de leur mise en mouvement.

Des mécanismes physiques plus fins que ceux établis pour les substrats non-cohésifs sont nécessaires pour interpréter les vitesses critiques d'érosion et de sédimentation dans la nature. Parmi les mécanismes influençant les seuils de mise en mouvement, la cohésion est certainement celui le moins étudié. La cohésion des particules peut être due à de multiples facteurs, comme par exemple la présence d'agents organiques entre les particules de petite taille, la présence de microbes, ou l'existence de forces agissant à l'échelle microscopique [63].

La cohésion du substrat augmente la résistance à l'érosion : mais peut-elle à elle seule expliquer le comportement des particules sur le lit de la rivière ? Et si oui, quel type de cohésion ? Quelle forme va avoir le seuil de mise en mouvement ? Le prendre en compte modifie-t-il de façon significative la modélisation de l'érosion fluviale long-terme ?

Le but de cette partie est de modéliser le seuil de mise en mouvement des particules dans les rivières, en particulier pour les substrats cohésifs. Nous proposons une solution analytique simple basée sur des lois physiques classiques permettant de quantifier les seuils de mise en mouvement des paléo-courants. Nous montrons ensuite l'utilité de ce modèle dans le cas de l'érosion fluviale long-terme.

4.1.1 Bilan des forces

Sur le lit d'une rivière, les forces agissant sur une particule de rayon r et de masse volumique ρ_s sur une pente d'angle β , dont la vitesse caractéristique du courant est V_{fluide} et dont la masse volumique est ρ_f , sont (figure 4.2) :

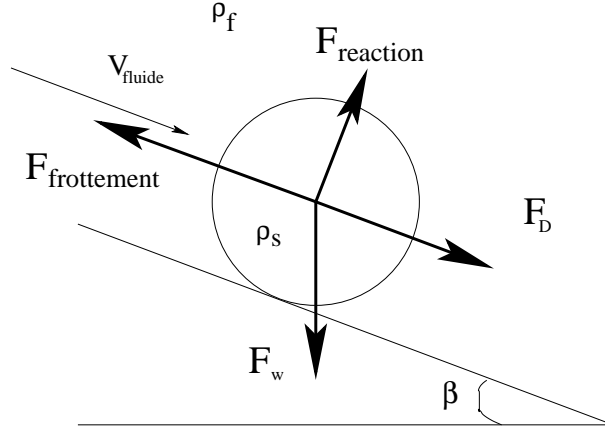


FIG. 4.2 – Diagramme de définition des forces agissant sur les particules.

- le poids

$$F_w = \frac{4}{3}\pi r^3(\rho_s - \rho_f)g$$

- les forces de résistance au courant qui s'exercent sur une sphère de rayon r dont seule une demi-surface est en contact avec les autres sédiments (c'est la force limite de résistance à l'entraînement par le courant, i.e. c'est la force exercée par les frottements à la base de la particule pour empêcher la mise en mouvement)

$$F_{frottement} = \tau 2\pi r^2$$

- la force d'entraînement par le courant sur une sphère de rayon r dont seule la moitié de la surface est exposée au courant est proportionnelle à la vitesse du courant au carré [63] et peut s'écrire :

$$F_D = C_D 2\pi \rho_f r^2 V_{fluide}^2$$

où nous faisons l'hypothèse que le coefficient d'entraînement C_D est une fonction du nombre de Reynolds R_e ce qui est en accord avec les résultats de Pye [149]. La relation entre le coefficient d'entraînement C_D et le nombre de Reynolds peut s'écrire :

$$C_D = \frac{24}{R_e} + 0.26 \quad (4.1)$$

- la force de soulèvement générée par le courant dont l'amplitude est 10 fois moins élevée que la force d'entraînement (drag force) est négligée ici [63].

A l'équilibre, le bilan des forces permet d'écrire :

$$\frac{4}{3}\pi r^3(\rho_s - \rho_f)g \sin \beta + C_D 2\pi \rho_f r^2 V_{fluide}^2 = \tau_{crit} 2\pi r^2 \quad (4.2)$$

4.1.2 Vitesse critique

Pour simplifier l'étude de l'érosion, les substrats non-cohésifs ont été plus étudiés dans les publications que les substrats cohésifs. Nous allons ici étudier les substrats des rivières de façon plus générale.

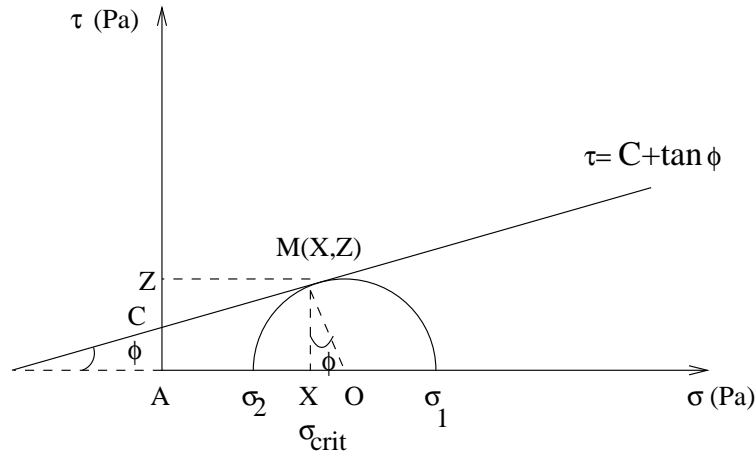


FIG. 4.3 – Diagramme de définition de la cohésion C et de l'angle de friction ϕ (Diagramme de Mohr). Le point de rupture $M(X,Z)$ peut être caractérisé par une contrainte critique σ_{crit} qui dépend de la nature du substrat (C la cohésion et ϕ l'angle de friction).

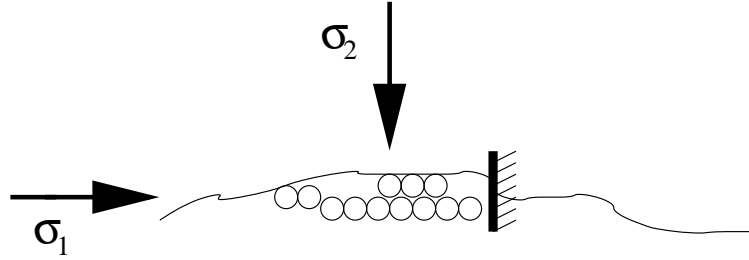


FIG. 4.4 – Diagramme des contraintes principales pour un substrat cohésif.

Nous avons modélisé un matériel cohésif en considérant que celui-ci dépend de deux paramètres principaux : la cohésion C et l'angle de friction interne ϕ ($\tan\phi = \mu$).

La contrainte critique σ_{crit} nécessaire pour produire la rupture dépend des caractéristiques du substrat. Pour calculer la contrainte critique en fonction des forces exercées et des caractéristiques du substrat, on utilise le diagramme de Mohr (figure 4.3). Le point $M(X,Z)$ matérialise le point de rupture du substrat pour des contraintes σ_1 et σ_2 .

On a

$$AZ = OM \times \cos\phi$$

avec

$$OM = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$$

où σ_1 et σ_2 sont les contraintes exercées sur la surface du substrat par le courant et la pression de l'eau (figure 4.4).

Comme

$$\tan\phi = \frac{XM}{XO} = \frac{ZC}{ZM} = \frac{(AZ - AC)}{AX}$$

On obtient

$$\begin{aligned} AX &= \frac{AZ}{\tan\phi} - \frac{AC}{\tan\phi} \\ AX &= \frac{OM \times \cos\phi}{\tan\phi} - \frac{C}{\tan\phi} \\ AX &= \sigma_{crit} = \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}\right) \frac{\cos\phi}{\tan\phi} - \frac{C}{\tan\phi} \end{aligned}$$

d'où la contrainte critique, lorsque que la contrainte nécessaire pour résister au mouvement τ_{crit} est égale à la contrainte de rupture du matériel présent sur le fond de la rivière σ_{crit} :

$$\tau_{crit} = \frac{C_D \rho_f V_{fluide}^2}{2} - \rho_f h g \frac{\cos\phi}{\tan\phi} - \frac{C}{\tan\phi} \quad (4.3)$$

où h est la hauteur d'eau.

En partant de l'équation (4.2), et en utilisant l'équation (4.3), on obtient une équation du second degré pour la vitesse critique d'érosion des substrats cohésifs $V_{fluide} = V_{crit}$.

$$\frac{1}{3}\pi r^3(\rho_s - \rho_f)g\sin\beta + \left(\frac{24}{Re} + 0.26\right)\pi\rho_f r^2 V_{crit}^2 = \frac{\pi r^2}{2} \left(\frac{\left(\frac{24}{Re} + 0.26\right)\rho_f V_{crit}^2 - \rho_f h g \frac{\cos\phi}{\tan\phi} - \frac{C}{\tan\phi}}{2} \right)$$

Or

$$Re = \frac{\rho_f r V_{fluide}}{\eta}$$

donc en développant l'expression, on peut mettre sous la forme

$$V_{crit}^2 \rho_f \frac{0.26}{2} \left(2 - \frac{\cos\phi}{2\tan\phi}\right) + 24V_{crit} \frac{1}{2r} \left(2 - \frac{\cos\phi}{2\tan\phi}\right) + \frac{C}{2\tan\phi} + \rho_f \frac{hg \cos\phi}{4 \tan\phi} + \frac{r}{3}(\rho_s - \rho_f)g\sin\beta = 0$$

$$0.13\rho_f V_{crit}^2 + \frac{12\eta}{r} V_{crit} + \frac{1}{\left(2 - \frac{\cos\phi}{2\tan\phi}\right)} \left[\frac{C}{2\tan\phi} + \rho_f \frac{hg \cos\phi}{4 \tan\phi} + \frac{r}{3}(\rho_s - \rho_f)g\sin\beta \right] = 0$$

Une seule des deux racines a un sens physique. La solution est :

$$V_{fluide} = V_{crit} = \frac{-\frac{12\eta}{r} + \sqrt{(\Delta)}}{0.13\rho_f} \quad (4.4)$$

avec

$$\begin{aligned} \Delta &= \left(\frac{12\eta}{r}\right)^2 - 4 \times 0.13\rho_f \times \frac{1}{\left(2 - \frac{\cos\phi}{2\tan\phi}\right)} \left[\frac{r}{3}(\rho_s - \rho_f)g\sin\beta \right. \\ &\quad \left. + \frac{1}{4}\rho_f h g \frac{\cos\phi}{\tan\phi} + \frac{C}{2\tan\phi} \right] \end{aligned}$$

où η est la viscosité dynamique (mm^2/s).

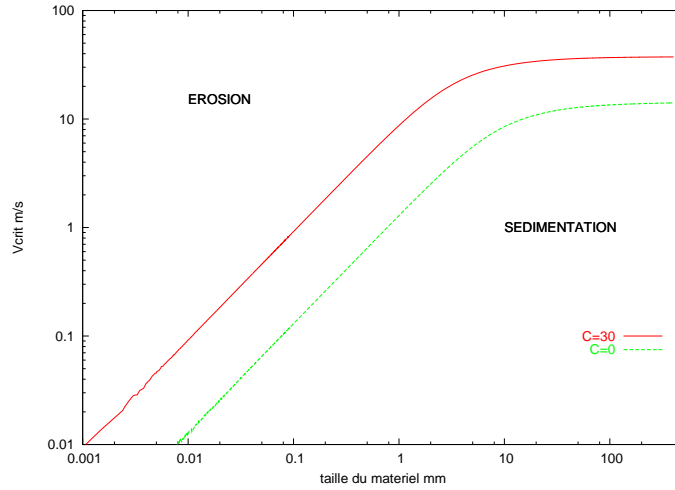


FIG. 4.5 – Vitesse critique pour un substrat cohésif : augmentation de la résistance à l'érosion pour les substrats cohésifs. $C=30$ kPa (courbe en haut), $C=0$ kPa (courbe du bas). $\phi = 10^\circ$, $\eta = 1 \text{ m}^2/\text{s}$, $\rho_s = 2600 \text{ kg/m}^3$, $\beta = 5^\circ$, $h = 1 \text{ m}$.

On obtient finalement

$$V_{crit} = \frac{12\eta}{0.13\rho_f} \frac{1}{r} \left(\sqrt{1 - 4 \times \frac{0.13\rho_f r^2}{(12\eta)^2} \left(2 - \frac{\cos\phi}{2\tan\phi}\right) \times [r(\rho_s - \rho_f)g\sin\beta + \frac{\rho_f h g r^2 \cos\phi}{2 \tan\phi} + \frac{C r^2}{2 \tan\phi}] - 1} \right)$$

La connaissance de la contrainte critique nous permet de calculer la vitesse critique à partir de laquelle il y a ou non possibilité de mouvement (équation 4.4).

La vitesse critique pour un matériel non-cohésif ($C=0$) peut-être interprétée comme la vitesse en dessous de laquelle il y a sédimentation des particules (figure 4.5). Pour une cohésion nulle, le modèle permet d'expliquer une partie du diagramme de Hjulström (figure 4.1). On remarque un changement de pente dans le modèle. Le changement de pente aux alentours de 10 mm est également observable dans le diagramme de Hjulström. Cependant le diagramme de Hjulström ne décrit pas explicitement l'ensemble des phénomènes propre au comportement des grains dans les rivières, pourtant courants dans le milieu naturel, comme l'armurage ou le pavage qui protègent le lit des rivières de l'érosion. De plus, il ne traite que le cas des matériaux homogènes.

En utilisant une cohésion raisonnable pour le substrat du lit de la rivière ($C < 40 \text{ kPa}$), on peut calculer la vitesse critique théorique d'érosion. Cependant la cohésion, définie par la loi de Coulomb seule, ne permet pas d'expliquer le comportement des particules les plus petites. On remarque notamment que la vitesse réelle nécessaire pour mettre en mouvement les particules cohésives est plus grande que ne le prévoit le modèle (comparaison figures 4.5 et 4.1). Nous allons donc étudier l'influence d'autres forces sur les particules composant le substrat des rivières.

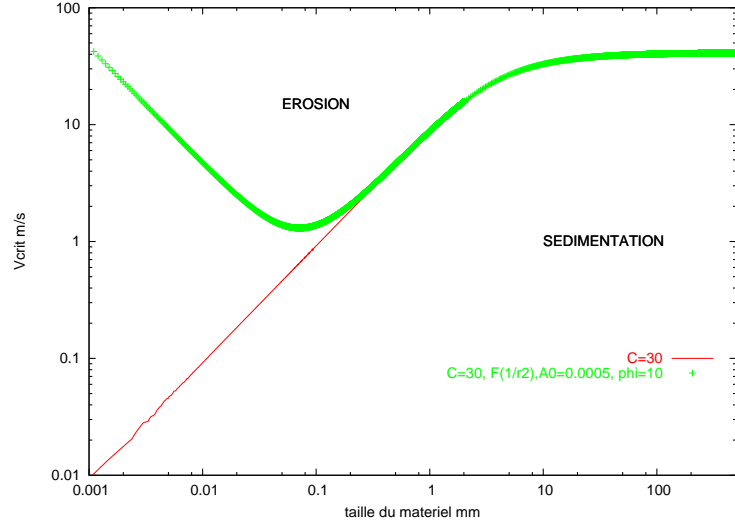


FIG. 4.6 – Vitesse critique pour un substrat cohésif : influence d'une force en $1/r^2$. $A_0 = 0.0005$. $A_0 = 0.0005 \text{ kg m}^3 \text{ s}^{-2}$.

4.1.3 Force en $F(1/r^2)$

En faisant l'hypothèse qu'une force en $F(1/r^2)$ (où r est le rayon des particules) agit sur les particules cohésives, ceci permet d'accroître la résistance aux processus d'érosion pour les petites particules et permet d'expliquer le diagramme de Hjulström.

En effet, en tenant compte d'une telle force dans l'équation fondamentale de la dynamique, on obtient une équation du second degré, dont une seule des deux racines est positive. La solution est alors :

$$V_{crit} = \frac{-\frac{12\eta}{r} + \sqrt{\Delta_2}}{0.13\rho_f} \quad (4.5)$$

avec

$$\Delta_2 = \left(\frac{12\eta}{r}\right)^2 - 4 \times \left[0.13\rho_f \frac{1}{\left(2 - \frac{\cos\phi}{2\tan\phi}\right)} \left(\frac{r}{3}(\rho_p - \rho_f)g\sin\beta + \frac{1}{4}\rho_f h g \frac{\cos\phi}{\tan\phi} + \frac{C}{2\tan\phi} + F_1(1/r^2)\right)\right]$$

Nous avons simulé le cas où la force $F_1(1/r^2)$ est égale à A_0/r^2 (fig. 4.6), où A_0 est une constante. L'équation (4.5) permet de retrouver des valeurs proches de celles du diagramme de Hjulström (comparaison figures 4.1 et 4.6).

Si la taille des particules $r < 0.1 \text{ mm}$, la vitesse critique d'érosion diminue avec la taille des particules. Pour les particules $r > 0.1 \text{ mm}$, la vitesse critique nécessaire à l'érosion des substrats cohésifs augmente avec la taille des particules.

De plus, le comportement de cette équation semble cohérent vis-à-vis des différents paramètres (C, ϕ, η) .

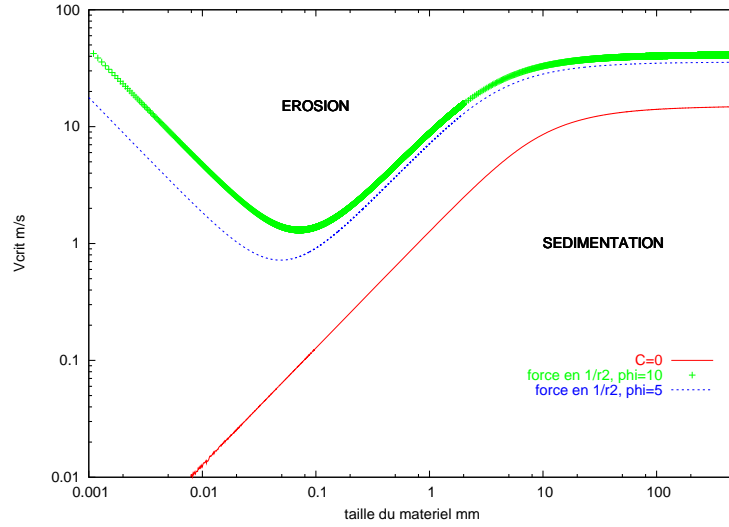


FIG. 4.7 – Comportement théorique du modèle cohésif : $\phi = 10^0$ et $\phi = 5^0$. Augmentation de la résistance à l'érosion avec l'accroissement de l'angle de friction.

Ainsi, plus l'angle de friction ϕ du substrat est petit, plus facilement le lit de la rivière est érodé (figure 4.7). Quand la cohésion C du substrat de la rivière augmente, la difficulté pour éroder son lit augmente, et donc le seuil de mise en mouvement augmente.

La viscosité de l'eau influence le processus érosif. Plus l'eau a une viscosité importante, moins le seuil nécessaire pour mettre en mouvement le substrat cohésif est important (figure 4.8). La capacité érosive est donc augmentée. Ainsi, un fluide chargé en sédiments et dont la viscosité va augmenter sera plus érosif. Néanmoins le modèle ne tient pas compte du couplage entre la charge sédimentaire du flux et la vitesse du flux. En effet, une forte charge sédimentaire aura tendance à ralentir le flux et donc à diminuer la capacité érosive.

Nous avons vu qu'une force en $F(1/r^2)$ permettait d'expliquer le comportement des particules les plus petites lorsque celles-ci étaient soumises à l'impact du flux des rivières. Les forces de Van der Waals pourraient être à l'origine du comportement des particules les plus petites [63]. En effet, en tenant compte, pour les petites particules, des forces d'attraction exercées par les forces de Van der Waals, on obtient la force de Hamaker [83] pour une particule de rayon r à une distance d_{dist} d'une surface macroscopique (équation 4.6).

$$F_{Hamaker} = -\frac{A_H r}{6d_{dist}^2} \quad (4.6)$$

avec A_H la constante de Hamaker ($\sim 10^{-20} J$), r le rayon des particules et d_{dist} la distance entre les particules et où $r \gg d_{dist}$

Cette condition est ici remplie puisque si $r \sim 1mm$, alors la distance entre les particules d_{dist} est comprise entre :

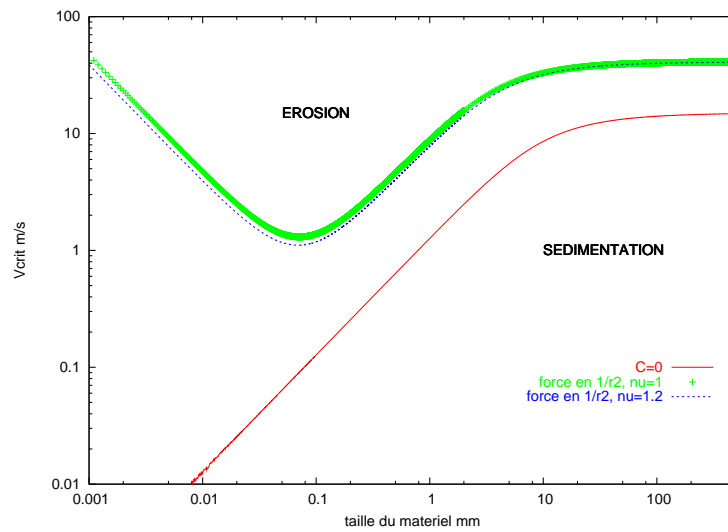


FIG. 4.8 – Comportement théorique du modèle non-cohésif pour deux viscosités différentes de l'eau de la rivière : $\eta = 1\text{mm}^2/\text{s}$ et $\eta = 1.2\text{mm}^2/\text{s}$. L'augmentation de la viscosité de l'eau de la rivière va abaisser le seuil de mise en mouvement des particules sur le fond de la rivière et donc augmenter l'érosion.

$$d_{dist} = \sqrt{\frac{A_H}{6A_0}} r^{3/2}$$

Donc si $r \sim 0.001m$ on a bien $d_{dist} \ll 0.001m$.

Dade *et al.* [63] prennent en compte dans leur modèle le rôle joué par les forces de Van der Waals, cependant, contrairement au modèle présenté ici, ils ne tiennent pas compte des caractéristiques macroscopiques des matériaux cohésifs (cohésion C , angle de friction ϕ) qui peuvent également affecter les substrats non homogènes comprenant des grains de dimension plus importantes.

4.1.4 Utilisation pour le développement des équations d'érosion fluviale long-terme

Nous allons à présent nous servir des résultats du modèle pour les seuils de mise en mouvement pour mettre en évidence et caractériser les débits critiques et développer une équation d'érosion fluviale long-terme tenant compte des seuils.

Le bilan des forces pour un chenal où la hauteur d'eau est négligeable devant la largeur, en négligeant également le frottement de l'air permet d'écrire et dans le cas où l'approximation $S = \sin\beta$ est valable (i.e. ans le cas des faibles pentes) [2] :

$$\tau = \frac{wh}{2h+w} \rho_f g \sin\beta = \rho_f ghS$$

or la contrainte de cisaillement due à l'écoulement de l'eau est

$$\tau = \rho_f C_D V_{fluide}^2$$

On peut donc à partir de la connaissance de la vitesse critique de mise en mouvement $V_{fluide} = V_{crit}$ déterminer la contrainte de cisaillement critique τ_c .

$$\tau_{crit} = \rho_f C_D V_{crit}^2 = \rho_f C_D V_{fluide}^2$$

où V_{fluide} est la valeur obtenue précédemment.

On peut ainsi déterminer plus précisément les équations de transport prenant en compte la contrainte de cisaillement critique (*chapitre 3.3.3*).

En prenant une forme simple de l'équation de transport,

$$Q_s = k_t (\tau - \tau_{crit})^{n_t} \quad \text{Begin et al., 1981} \quad (4.7)$$

on obtient un débit sédimentaire Q_s utilisable lors du développement des équations de l'érosion fluviale long-terme comme l'équation de conservation de la masse (*chapitre 4.3.3*) ou dans le cas de l'équation prenant en compte l'intensité du flux (*chapitre 3.3.4.2*).

Comme dans la suite de cette étude nous raisonnons en terme de débit d'eau, plutôt qu'en terme de contrainte, pour l'estimation des variations des paramètres forçants sur le long-terme, nous pouvons mettre en relation le débit d'eau avec la vitesse caractéristique du courant.

D'après Allen (1985) la vitesse V d'un écoulement pour un fleuve de largeur w et de hauteur h sur une surface faisant un angle β avec l'horizontale où on néglige les frottements de l'air est

$$V = \sqrt{g \frac{hw}{2h+w} \frac{8\sin\beta}{f_{DW}}} \quad \text{Allen, 1985} \quad (4.8)$$

avec f_{DW} le coefficient de Darcy-Weisback.
Or

$$V = \frac{Q}{wh}$$

donc

$$\left(\frac{Q}{wh}\right)^2 = g \frac{hw}{2h+w} \frac{8\sin\beta}{f_{DW}}$$

Dans le cas où $w \gg h$ et où la pente est faible

$$\begin{aligned} \left(\frac{Q}{wh}\right)^2 &= gh \frac{8S}{f_{DW}} \\ h^3 &= \frac{Q^2}{8w^2gS} f_{DW} \end{aligned}$$

donc

$$\tau = g\rho_f hS = g\rho_f \left(\frac{Q^2 f_{DW}}{8w^2gS}\right)^{\frac{1}{3}} S \quad (4.9)$$

En utilisant les équations 4.7 et 4.9, on obtient

$$Q_s = k_t [g\rho_f \left(\frac{Q^2 f_{DW}}{8w^2gS}\right)^{\frac{1}{3}} S - \tau_{crit}]^{n_t} \quad (4.10)$$

ou encore

$$Q_s = k_t [\rho_f \left(\frac{Q^2 f_{DW}}{8w^2}\right)^{\frac{1}{3}} g^{\frac{2}{3}} S^{\frac{2}{3}} - \tau_{crit}]^{n_t} \quad (4.11)$$

Il existe toute une gamme de débits liquides Q pour lesquels le débit sédimentaire Q_s sera nul (en considérant que le débit sédimentaire amont est nul et l'apport latéral négligeable).

Il suffit pour cela que :

$$\rho_f \left(\frac{Q^2 f_{DW}}{w^2 8}\right)^{\frac{1}{3}} g^{\frac{2}{3}} S^{\frac{2}{3}} < \tau_{crit} \quad (4.12)$$

En dessous de ce débit liquide critique, il ne se produit pas d'érosion. Comme la contrainte τ_{crit} dépend du coefficient C_D qui dépend lui même de la viscosité, le débit à partir duquel il y aura érosion dépend notamment de la viscosité de l'eau, donc de sa charge sédimentaire. L'accroissement de la viscosité du fluide par l'accumulation de matière en suspension va conduire au ralentissement de l'écoulement. Cela n'est pas en contradiction avec l'observation expérimentale selon laquelle, jusqu'à une certaine charge en sédiments, la rivière érode plus facilement, puis au delà d'une certaine limite en charge sédimentaire, cela inhibe l'érosion [167]. Il est nécessaire d'intégrer dans la modélisation de l'érosion fluviale long-terme cet aspect qui conditionne les mécanismes d'érosion et de sédimentation.

La détermination de la vitesse critique à partir de laquelle il y a érosion, permet également de déterminer le seuil d'incision Ψ_c des modèles d'érosion fluviale long-terme prenant en compte l'intensité du flux (Stream Power, *équation 3.9*) :

$$\Psi_c = \omega_c = \tau_{crit} V_{fluide}$$

On néglige souvent le seuil d'incision Ψ_c qui correspond à l'intensité d'écoulement critique nécessaire, non seulement à la mise en mouvement des matériaux non-cohésifs, mais également à l'incision

par la mise en mouvement des matériaux cohésifs. Cette simplification conduit à des erreurs dans le choix des coefficients utilisés pour simuler l'érosion fluviale long-terme à partir de l'équation Stream Power [110]. Or la détermination de ces coefficients constitue l'un des aspects majeurs de la recherche sur la modélisation fluviale long-terme [110]. De plus, une étude expérimentale très intéressante a montré que la valeur de τ_{crit} jouait un rôle important dans l'évolution du profil longitudinal des rivières [74]. Toutefois, van der Beek et Bishop (2003) en comparant la valeur des différents coefficients pour la rivière Lachlan n'aboutissent pas à la conclusion que la contrainte critique soit nécessaire pour modéliser l'érosion fluviale long terme [180].

Il existe toute une gamme de valeurs pour l'intensité de l'écoulement Ψ_c où aucune incision ne se produit. Ces valeurs dépendent directement de la valeur critique d'érosion V_{fluide} dont la détermination dépend de plusieurs facteurs (cohésion, angle de friction, taille des grains, viscosité, pente, masse volumique).

Ainsi en partant d'une équation de transport 4.10 où $k_t = k_t(x, t)$, et en la remplaçant dans l'équation de conservation de la masse sous sa forme la plus simple, on obtient :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{\delta k_t(x, t)/w}{\delta x} [\rho_f (\frac{Q^2(x, t)f_{DW}}{8w^2})^{\frac{1}{3}} g^{\frac{2}{3}} S^{\frac{2}{3}} - \tau_c]^{n_t} + \frac{k_t(x, t)}{w} \frac{\delta}{\delta x} [\rho_f (\frac{Q^2(x, t)f_{DW}}{8w^2})^{\frac{1}{3}} g^{\frac{2}{3}} S^{\frac{2}{3}} - \tau_{crit}]^{n_t} + B$$

Si $n_t = 1$ et en écrivant $S = \delta z / \delta x$ alors dans le cas des faibles pentes (approximation $\sin \beta \sim \tan \beta$) et où $w \gg h$

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{\delta k_t(x, t)/w}{\delta x} [g^{\frac{2}{3}} \rho_f (\frac{f_{DW}}{8})^{\frac{1}{3}} q^{\frac{2}{3}} (\frac{\delta z}{\delta x})^{\frac{2}{3}} - \tau_{crit}] + \frac{k_t(x, t)}{w} [g^{\frac{2}{3}} \rho_f (\frac{f_{DW}}{8})^{\frac{1}{3}} ((\frac{\delta z}{\delta x})^{\frac{2}{3}} \frac{\delta}{\delta x} q^{\frac{2}{3}} + q^{\frac{2}{3}} \frac{d}{dx} (\frac{\delta z}{\delta x})^{\frac{2}{3}}) - \frac{\delta}{\delta x} \tau_{crit}] + B \quad (4.13)$$

Cette dernière équation permet la simulation de l'érosion fluviale long-terme tout en tenant compte de la contrainte critique. Elle met en évidence que l'érosion dépend non seulement de la contrainte critique, mais également de la variation de contrainte critique qui peut subvenir lors d'une variation de la granulométrie notamment.

4.1.5 Conclusion

Cette approche est différente des études précédentes parce qu'elle traite aussi bien les substrats cohésifs que ceux non-cohésifs. Nous tenons compte de l'action de forces en $F(1/r^2)$ traduisant les interactions entre les particules les plus petites et pouvant dériver des forces de Van der Waals [63]. De plus, les spécificités macroscopiques des substrats, homogènes ou non, sont prises en compte (à travers C et ϕ). En effet, la cohésion n'est pas entièrement décrite par un terme en $F(1/r^2)$.

Malgré la simplicité de la théorie, les résultats du modèle sont en accord avec les résultats expérimentaux de divers auteurs. Pour les particules cohésives de rayon $< 0.1mm$, le seuil d'érosion diminue avec l'augmentation du rayon des particules. Pour les particules cohésives de rayon $> 0.1mm$, le seuil d'érosion augmente avec l'augmentation du rayon des particules. L'action de la charge en sédiment sur le pouvoir érosif de la rivière est mise en évidence.

Il est nécessaire d'intégrer dans la modélisation de l'érosion fluviale long-terme la notion de seuil critique pour le courant (ou le débit) car cela conditionne de façon non négligeable le mécanisme d'érosion et de sédimentation. Parmi les divers critères qui peuvent expliquer le dépassement du seuil critique d'érosion, il faut remarquer en particulier celui lié à la compétence de la rivière qui à la fois abaisse le seuil d'érosion, mais qui d'un autre côté finit par ralentir le courant et donc à passer en-dessous du seuil d'érosion.

4.2 Les décalages entre débit et apport latéral

Quels sont les mécanismes qui permettent d'expliquer le comportement fluviale sur le long terme ? Comment comprendre la genèse des terrasses fluviales ?

Suite à l'investigation sur les différents paramètres entrant en jeu, ainsi que sur le rôle de la viscosité du fluide (liée à la charge sédimentaire transportée par l'eau) dans le mécanisme de l'érosion, on voit que l'agent dominant de l'érosion est le rapport qui existe entre la compétence de la rivière et la charge qui lui est fournie. Cette charge provient principalement des apports latéraux puisque celle disponible à partir des alluvions du lit principal sera rapidement déblayée. La question du décalage temporel entre les variations de débit et les apports latéraux est donc fondamentale.

Les terrasses fluviales sont constituées à leur base d'une surface d'érosion. Cette dernière est recouverte d'éléments grossiers. On constate également qu'au-dessus de ce matériel grossier, des dépôts plus fins se sont déposés.

Un mécanisme simple, qui pourrait permettre d'interpréter la surface érosive constituée par la base de la terrasse, est qu'avant le remplissage pléniglaciaire, une augmentation relative de débit liquide par rapport à la charge en matériel grossier se soit produite.

Puis, le dépôt pléniglaciaire de matériel grossier s'explique par le dépassement des capacités de transport de la rivière. Celle-ci ne peut plus prendre en charge la totalité du matériel provenant de l'apport latéral.

De plus la diminution de la granulométrie entre le début du remplissage et les phases suivantes de remplissage implique que le débit diminue, ainsi sans doute que les apports latéraux.

Enfin, le fait qu'au cours du tardiglaciaire, on observe la présence d'incision, laisse penser que les variations d'apport latéral et de débit ne sont pas en phase. Dans Antoine *et al.* (2002) [16], pour le début du tardiglaciaire, le débit augmente avant que l'apport latéral ne diminue (pas de variation dans les pollens, alors que l'incision a déjà débuté). Donc les variations du débit liquide Q précèdent celles de l'apport latéral en matériel solide B au début du tardiglaciaire.

Pour la Meuse, les variations d'apport latéral en matériel solide peuvent être décalées de plusieurs siècles par rapport aux changements climatiques qui les ont produites [170][171].

Etant donné la durée relativement courte de ces périodes et le pas de temps des mesures, il n'est pas possible de se servir non plus du travail de Rotnicki (1991) [150] pour établir des décalages entre les périodes froides et le débit.

Dans le cadre temporel peu précis des données de terrain sur les datations exactes des événements observés dans les séries fluviales (âge des érosions de début et de fin de cycle glaciaire, début du dépôt des nappes alluviales, durée des dépôts), on peut proposer d'aborder d'une nouvelle façon la question "quand se passent les périodes d'érosion?" par l'intermédiaire de la modélisation (cf aussi *chapitre 2.1*). En effet, on peut explorer par la modélisation les effets des décalages entre le débit et l'apport latéral (*chapitre 4.3.3*).

Bogaart et Van Balen (2000) [34] ont exploré le rôle potentiel des décalages entre le débit et l'apport latéral pour expliquer les phénomènes d'érosion et de sédimentation sur le long terme. D'après les expérimentations numériques qu'ils ont réalisées, ce mécanisme pourrait être à l'origine des phases d'érosion et de sédimentation sur les 10000 dernières années. Nous allons dans la suite de cette étude explorer l'impact de ce processus sur des périodes de l'ordre du cycle climatique.

Si l'apport latéral en matériel solide B était en opposition de phase avec les températures T , et en avance de phase sur les variations de débit Q , alors les périodes principales d'érosion seraient dans les périodes de déglaciation relative à l'intérieur d'un cycle climatique (*fig. 4.9 (A)*).

Si le débit était en phase avec les températures, mais en opposition de phase avec l'apport latéral, alors les phases majeures de sédimentation auraient lieu durant la phase glaciaire (*fig. 4.9 (B)*). Cette dernière hypothèse est celle simulée par Veldkamp *et al.* (2000)[187].

Veldkamp et van Dijke (2000) postulent que l'apport latéral est plus élevé durant les périodes froides (comme les données sur la couverture végétale le laissent penser), mais ils diminuent aussi les débits durant ces périodes (sur la base des indications de pluviométrie, mais en contradiction avec certains éléments (cf *chapitre 2.1*)).

Par contre, si c'était le débit Q qui était en opposition de phase avec les températures T et en avance

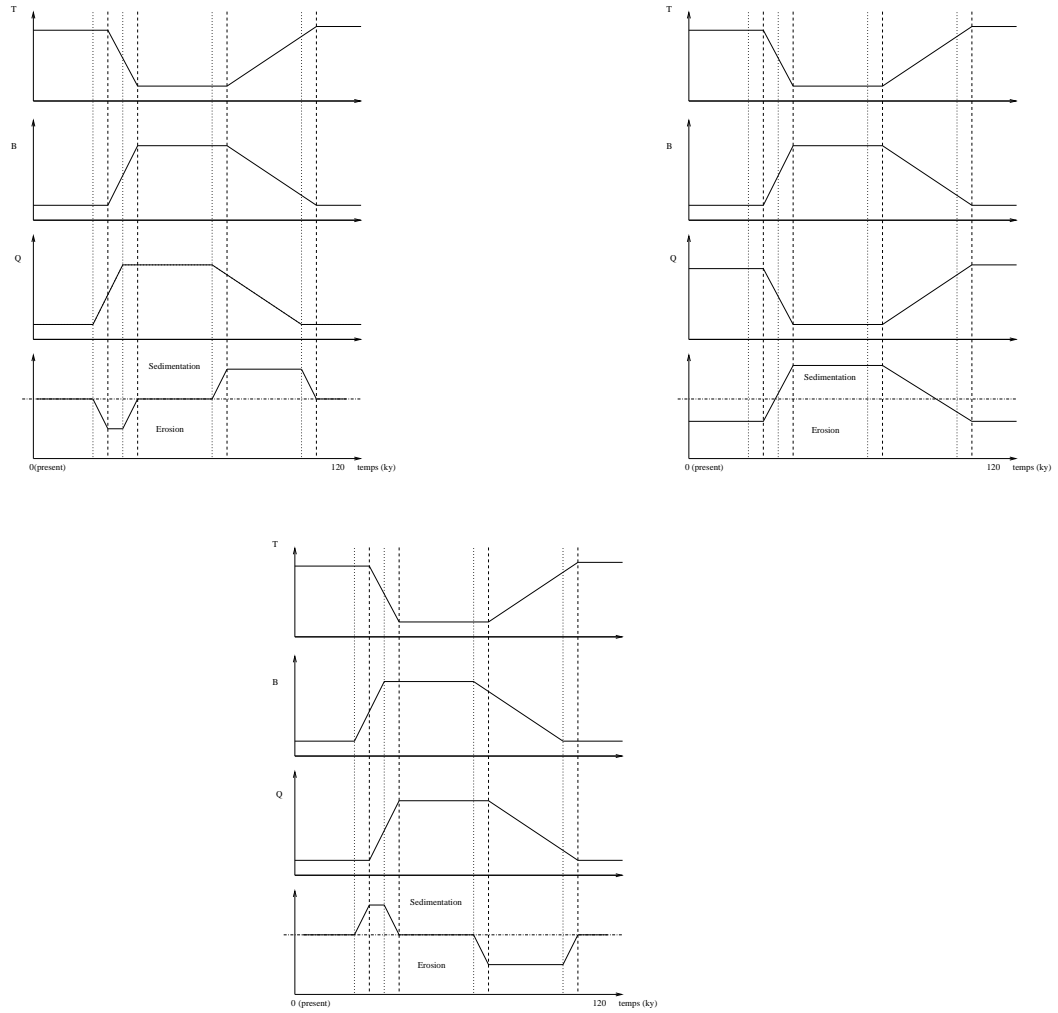


FIG. 4.9 – Influence des décalages temporels entre le débit et l'apport latéral en matériel solide sur un cycle climatique. Schéma conceptuel. (A) Apport latéral en matière solide en opposition de phase avec le climat et en avance sur les variations de débit. (B) Apport latéral en matière solide en opposition de phase avec le climat et le débit liquide. (C) Débit liquide en opposition de phase avec le climat et en avance sur l'apport latéral.

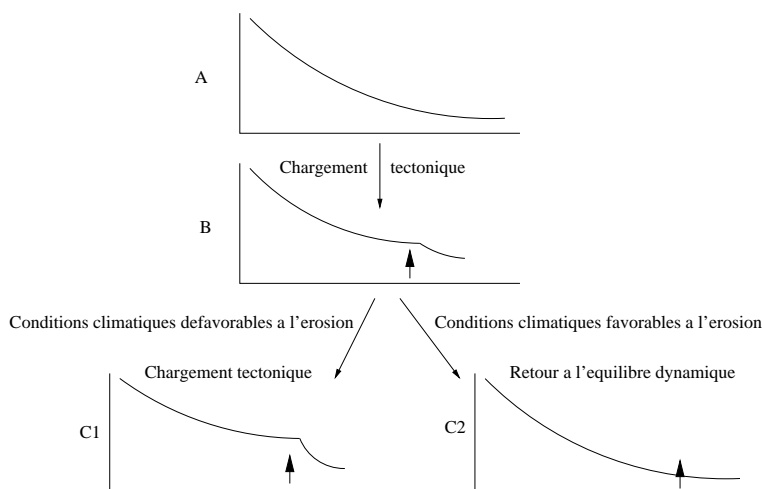


FIG. 4.10 – Schéma conceptuel pour la simulation du cycle de l'érosion. A - Profil longitudinal d'un fleuve à l'équilibre dynamique. B - Modification du profil longitudinal généré par la tectonique, sans érosion. C1 - Poursuite du chargement tectonique quand les conditions climatiques ne sont pas favorables à l'érosion. C2 - "Déchargement" du profil longitudinal et retour à l'équilibre dynamique quand les conditions climatiques sont favorables à l'érosion.

de phase sur les variations d'apport latéral B, alors les phases d'érosion auraient lieu principalement durant la phase du début-glaciaire et les périodes de sédimentation durant la déglaciation (fig. 4.9 (C)). C'est ce dernier cas qui permet de mieux comprendre le scénario du forçage climatique du système fluvial.

Les phases d'érosion se produisant durant les transitions du début-glaciaire, et étant donné le temps de réaction de la couverture végétale et des autres systèmes physiques (réponse du sol, fragilisation et déstructuration des roches par les cycles gel-dégel) aux changements climatiques, nous considérerons, dans la suite de cette étude, que les variations de débit liquide précèdent celles de l'apport latéral provenant des versants.

4.3 Modélisation de l'érosion fluviale long-terme

4.3.1 Le modèle conceptuel pour la simulation du cycle de l'érosion

Le modèle physique ici proposé est porté par un modèle conceptuel simple. Les fleuves et les rivières atteignent leur état d'équilibre dès lors que les conditions climatiques sont favorables à l'érosion, après que le système ait été "déséquilibré" par la tectonique par exemple. La tectonique charge le profil longitudinal du fleuve, jusqu'à ce que les conditions climatiques permettent l'érosion (fort débit, faible apport latéral) et permettent qu'il rejoigne son état d'équilibre (fig. 4.10).

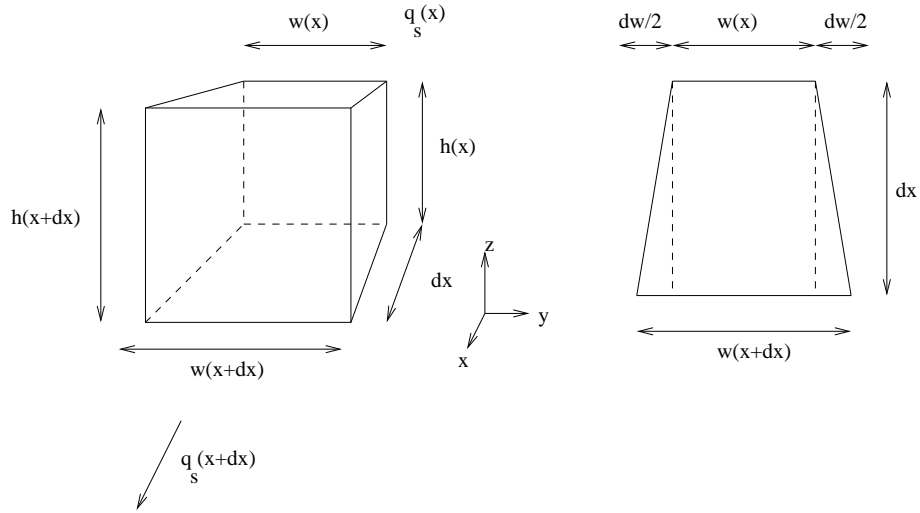


FIG. 4.11 – Schéma de définition des variables pour le développement de l'équation de conservation de la masse.

4.3.2 Le modèle physique

La conservation de la masse pour une rivière ayant un débit sédimentaire par unité de largeur q_s avec une masse volumique ρ_s , dans un chenal de largeur $w(x)$ et une profondeur $h(x)$ est (fig. 4.11) :

$$q_s(x+dx, t)\rho_s = q_s(x, t)\rho_s + \frac{\delta z(x, t)}{\delta t}dx\rho_s + \frac{\delta y(x, t)}{\delta t} \frac{h(x+dx, t) + h(x, t)}{2w(x, t)}dx\rho_s + \rho_s\delta q_{sc}(x, t)$$

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{q_s(x+dx, t) - q_s(x, t)}{dx} - \frac{\delta y(x, t)}{\delta t} \frac{h(x+dx, t) + h(x, t)}{2w(x, t)} - \frac{\delta q_{sc}(x, t)}{\delta x}$$

où q_{sc} est le débit solide par unité de largeur provenant des versants.

Nous avons introduit ce dernier terme pour tenir compte du rôle de la charge sédimentaire provenant des versants dans l'évolution du profil longitudinal de la rivière, dans l'espace et dans le temps.

$$\frac{\delta z(x, t)}{\delta t} = \frac{\delta q_s(x, t)}{\delta x} - \frac{h(x+dx, t) + h(x, t)}{2w(x, t)} \frac{\delta y(x, t)}{\delta t} - \frac{\delta q_{sc}(x, t)}{\delta x} \quad (4.14)$$

Les deuxième et troisième membres de droite représentent respectivement l'érosion de la berge et l'apport latéral en matériel solide par le ruissellement. La migration latérale des chenaux des rivières est l'un des processus qui permet la conservation des terrasses fluviales. Grâce à la migration latérale du lit de la rivière, les incisions ultérieures à la migration ont la possibilité de ne pas réinciser les anciennes terrasses. Cependant en érodant latéralement, les rivières se chargent en sédiments ce qui affecte leur capacité à éroder. Toutefois, si la migration latérale se fait à débit constant, la rivière aura tendance à déposer de l'autre côté de la rivière ce qu'elle aura érodé sur la rive opposée.

On obtient une équation de la forme :

$$\frac{\delta z(x, t)}{\delta t} = \frac{\delta q_s(x, t)}{\delta x} + B(x, t) \quad (4.15)$$

avec B l'apport latéral, incluant le retrait des berges.

Plusieurs possibilités de développement de l'équation sont ouvertes étant donné la multiplicité de formes proposées dans la littérature pour le flux sédimentaire.

4.3.3 Découplage des variables temporelles et spatiales

Afin d'appliquer le modèle sur des cas réels, il faut le construire de telle façon à pouvoir donner des valeurs à l'ensemble des paramètres. Ceci ne peut se faire que sur la base d'hypothèses permettant de le simplifier.

En partant de l'équation 4.15, dans laquelle nous considérons que

$$q_s(x, t) = k_L(x)q(x, t)\frac{\delta z(x, t)}{\delta x}$$

où le paramètre servant à décrire la lithologie k_L est indépendant de x ou plus exactement constant par morceaux. On obtient

$$\frac{\delta z(x, t)}{\delta t} = k_L[q(x, t)\frac{\delta^2 z(x, t)}{\delta x^2} + \frac{\delta q(x, t)}{\delta x}\frac{\delta z(x, t)}{\delta x}] + B(x, t) \quad (4.16)$$

Nous avons considéré que l'apport latéral et le débit par unité de largeur sont décomposables en deux parties indépendantes, l'une dépendante du temps et l'autre de l'espace :

$$B(x, t) = B(x)B(t)$$

$$q(x, t) = q(x)q(t)$$

Cette hypothèse forte suppose que l'évolution spatiale du débit hydraulique reste constante dans le temps. Cette simplification reste toutefois valable en première approximation (*chapitre 5.2.2*). Cela suppose également que la répartition de l'apport latéral provenant des versant n'évolue pas dans le temps.

On peut réécrire l'équation de la façon suivante :

$$\frac{\delta z(x, t)}{\delta t} = k_L q(t)[q(x)\frac{\delta^2 z(x, t)}{\delta x^2} + \frac{\delta q(x)}{\delta x}\frac{\delta z(x, t)}{\delta x}] + B(x)B(t) \quad (4.17)$$

Il y a érosion quand

$$k_L q(t)[q(x)\frac{\delta^2 z(x, t)}{\delta x^2} + \frac{\delta q(x)}{\delta x}\frac{\delta z(x, t)}{\delta x}] + B(x)B(t) < 0$$

Comme B(x) et q(t) sont strictement positifs, on peut écrire :

$$\frac{k_L}{B(x)}[q(x)\frac{\delta^2 z(x, t)}{\delta x^2} + \frac{\delta q(x)}{\delta x}\frac{\delta z(x, t)}{\delta x}] + \frac{B(t)}{q(t)} < 0 \quad (4.18)$$

Cette dernière équation met en évidence que pour une géométrie donnée de la rivière à un temps t, les paramètres influençant l'érosion sont décomposables en un terme spatial $T_s(x)$ (en dehors du terme $z(x, t)$ qui dépend également du temps) et un terme temporel $T_t(t)$ où :

$$T_s(x) = \frac{k_L}{B(x)}[q(x)\frac{\delta^2 z(x, t)}{\delta x^2} + \frac{\delta q(x)}{\delta x}\frac{\delta z(x, t)}{\delta x}]$$

$$T_t(t) = \frac{B(t)}{q(t)}$$

Ce résultat simplifie notablement l'appliquabilité du modèle à des cas concrets.

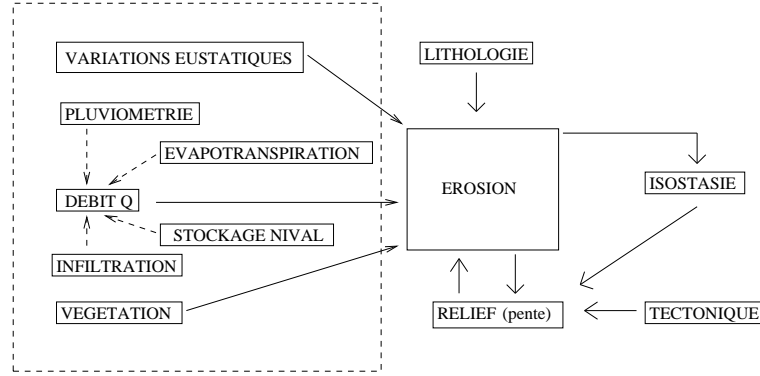


FIG. 4.12 – Paramètres pris en compte dans le modèle.

4.3.4 Simulation de l'influence des différents paramètres dans des cas simples

Nous allons explorer l'influence des différents paramètres sur le modèle (fig. 4.12).

4.3.4.1 Simulation de la variation spatiale du débit par unité de largeur sur le profil d'équilibre

L'équilibre dynamique du profil longitudinal des fleuves dépend de la répartition spatiale du débit par unité de largeur. La forme concave des profils est en partie liée à la répartition spatiale des débits par unité de largeur. En effet, si le débit par unité de largeur était constant dans l'espace le profil d'équilibre des fleuves serait une droite (fig. 4.13) dans le cas de conditions simplifiées (lithologie homogène, absence de tectonique, pas d'apport de versant). Alors que, dès que le débit hydraulique par unité de largeur est de la forme $q = a_q x^{b_q}$, le profil devient concave, tous les autres paramètres égaux par ailleurs (fig. 4.14). Il est difficile de comparer ces résultats avec les rivières naturelles étant donné que celles-ci possèdent plusieurs paramètres qui varient simultanément. Ainsi, si nous prenons les fleuves du bassin parisien ou le Rhône actuel, il existe des variations de lithologie qui rendent difficiles toute forme de comparaison. Toutefois ceux-ci ont tous un profil concave et un débit hydraulique non constant dans l'espace (cf chapitre 5).

4.3.4.2 Simulation du rôle de la pente dans le processus d'érosion et de sédimentation

Les fluctuations spatiales dépendent de la géométrie (pente, variation de pente) et de la répartition de l'apport latéral et du débit d'eau par unité de largeur.

$$T_s = \frac{k_L}{B(x)} \left[q(x) \frac{\delta^2 z(x, t)}{\delta x^2} + \frac{\delta q(x)}{\delta x} \frac{\delta z(x, t)}{\delta x} \right]$$

Comme $T_t > 0$, il ne peut y avoir érosion que si $T_s < 0$. Étudions le signe de T_s avec la convention que l'abscisse est croissante vers l'amont du cours d'eau. Comme on a toujours $q(x) > 0$ et $\delta z / \delta x > 0$, il faut étudier les variations qui, elles, peuvent être négatives.

Dans le référentiel dans lequel on travaille, on a

$$\frac{\delta q(x)}{\delta x} < 0 \quad (4.19)$$

Quant au terme $\delta^2 z / \delta x^2$, il représente la variation de pente. Si le profil est concave, le terme est positif et il y aura plutôt tendance au dépôt de sédiments; si le terme est négatif (profil longitudinal de la

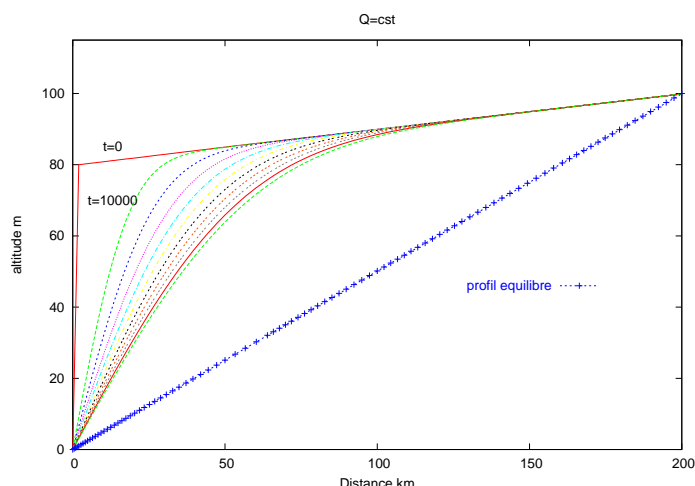


FIG. 4.13 – Evolution dans le temps du profil longitudinal d'une rivière pour un débit supposé constant dans l'espace. Si le débit des rivières était constant dans l'espace, le profil d'équilibre serait rectiligne.

rivière convexe), il y aura plutôt tendance à l'érosion (fig. 4.15). La géométrie du profil longitudinal des fleuves et des rivières influence donc directement l'évolution du fond de vallée.

Le terme T_s peut en entrant en "compétition" avec le terme T_t être interprété comme un élément conditionnant la valeur du seuil d'érosion à un endroit donné.

4.3.4.3 Simulation du rôle de la lithologie sur le profil d'équilibre

Le terme spatial T_s de l'équation découplée dépend de la lithologie. Celle-ci est représentée et simulée sous forme du coefficient k_L . C'est le rapport entre les coefficients représentant deux lithologies qui contrôle la valeur de la rupture de pente à l'équilibre.

Une variation de lithologie avec des roches plus résistantes à l'aval aura tendance à provoquer un profil convexe (fig. 4.16). Par contre une variation de lithologie avec les roches les plus résistantes à l'amont provoquera un profil concave.

4.3.5 Simulation du décalage entre le débit et l'apport latéral

Le découplage permet d'étudier directement l'impact des fluctuations temporelles des paramètres (q et B) sur l'érosion. Le climat, à travers le terme $T_t = B(t)/q(t)$ va faire évoluer le seuil qui rend possible l'érosion à certains endroits. Quand $B(t)/q(t)$ est petit les conditions sont favorables à l'érosion. Cela ne signifie pas qu'une érosion se produise partout, car il faut aussi que les conditions spatiales soient favorables (courbure adéquate, variation de débit,...).

Raisonnons sur un cas simple : considérons un signal de départ quelconque $I_{signal}(t)$ dépendant du temps ; à partir de celui-ci prenons un signal en phase ou en opposition de phase avec celui-ci $q(t)$, puis construisons enfin un signal $B(t)$ décalé d'un temps Δt par rapport à $q(t)$.

Plus le décalage sera important entre les signaux temporels, plus le calcul du rapport des deux signaux produira une amplitude importante (fig. 4.17).

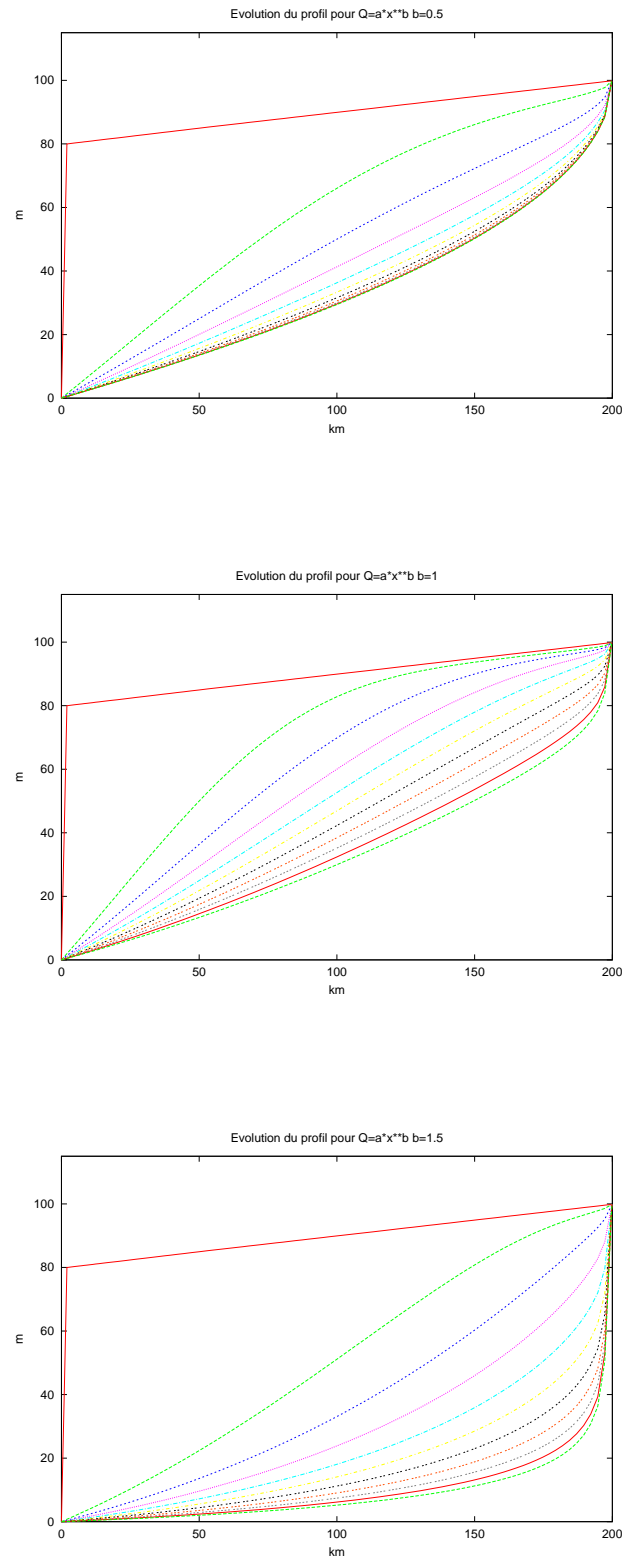


FIG. 4.14 – Evolution dans le temps du profil longitudinal d'une rivière pour un débit par unité de largeur de la forme $q = ax^b$. (1) $b=0.5$ (2) $b=1$, (3) $b=1.5$; La repartition spatiale du débit par unité de largeur influence la concavité du profil longitudinal des rivières.

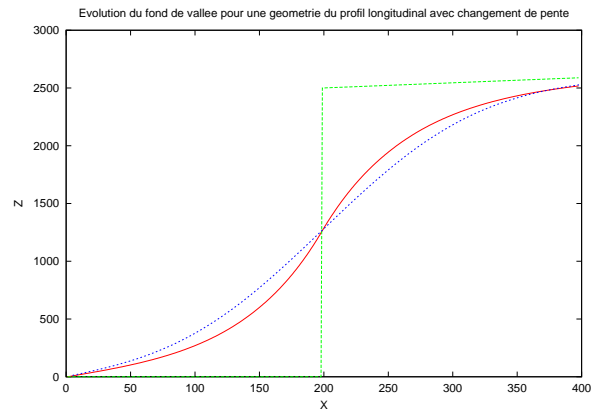


FIG. 4.15 – Influence des variations de pente sur le profil longitudinal des fleuves. Il y a sédimentation dans la partie aval (concave) et érosion dans la partie amont (convexe).

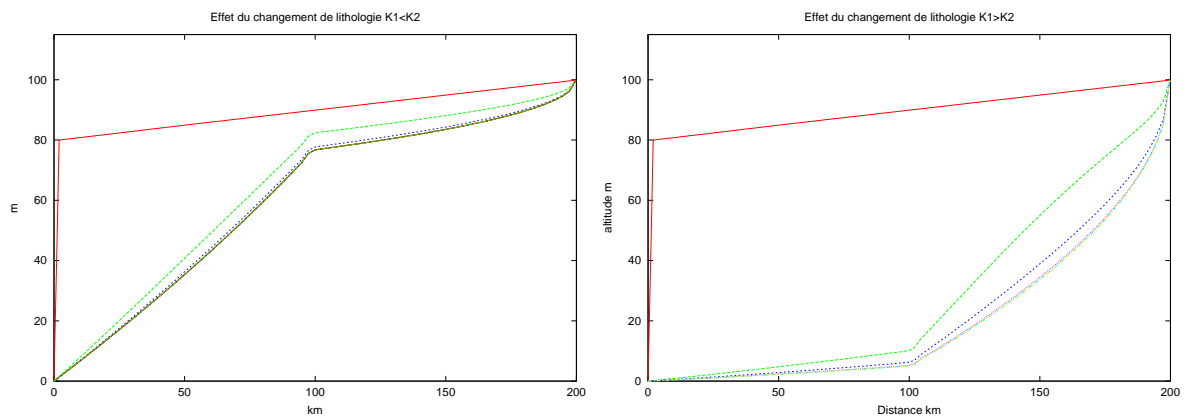


FIG. 4.16 – Influence des variations de lithologie sur le profil longitudinal des fleuves à différents temps de calcul. (A gauche) La lithologie aval est plus résistante que la lithologie amont. (A droite) La lithologie aval est moins résistante que la lithologie amont. $K_1/K_2 = 8$.

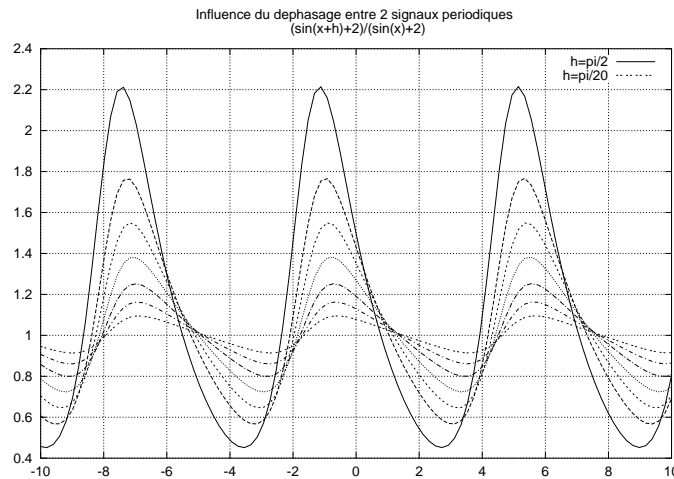


FIG. 4.17 – Influence des décalages temporels entre deux signaux temporels. Plus le décalage temporel h est important entre les deux signaux (débit et apport latéral en matériel solide), plus la durée de la période d'érosion et son amplitude seront grandes.

Si l'on considère que le débit $q(t)$ et l'apport latéral $B(t)$ peuvent être simulés par des fonctions ayant la même fréquence mais déphasées, alors on peut appliquer le raisonnement de la figure 4.17 au comportement des rivières. Nous avons vu que le rapport $B(t)/q(t)$ correspond à la partie temporelle T_t de l'équation régissant l'érosion fluviale (équation 4.18). Pour qu'il y ait érosion, il suffit que $B(t)/q(t)$ soit inférieur au terme spatial $-T_s$, celui-ci variant le long du profil longitudinal du fleuve en fonction notamment de la géométrie et de la lithologie :

$$B(t)/q(t) < -T_s$$

Plus le décalage sera important entre le débit hydraulique $q(t)$ et l'apport latéral $B(t)$, plus la période d'érosion sera potentiellement longue (fig. 4.18). La période d'érosion potentielle se situe sous une droite horizontale dont la valeur $-T_s$ dépend notamment de la géométrie du profil longitudinal.

4.3.6 Simulation des seuils de $q(t)$ et $B(t)$ sur les phases d'érosion et de sédimentation

Nous avons vu au chapitre 4.1.4 que les courants critiques participent au mécanisme de l'érosion fluviale long-terme. Ils s'associent au mécanisme du décalage temporel (de déphasage) entre le débit liquide $q(t)$ et l'apport solide, provenant en majorité des versants, qui joue un rôle important sur les phases d'incision et de sédimentation. L'existence d'un courant critique en dessous duquel aucune érosion ne se produit, indépendamment de la compétence de la rivière, se traduit par l'existence de périodes où le courant est trop faible pour éroder. Cependant puisque le débit simulé est un **débit caractéristique** et non un **débit moyen**, on peut supposer que les basses valeurs du débit caractéristique pourraient ne pas descendre en dessous d'une certaine valeur puisque, même s'il y en a de moins importantes, les crues existent aussi bien en période interglaciaire qu'en période glaciaire. Dans

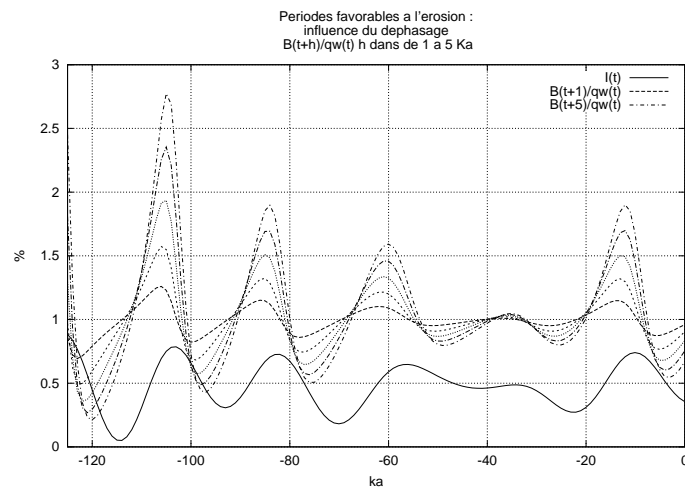


FIG. 4.18 – Influence des décalages temporels entre le débit et l'apport latéral en matériel solide sur le dernier cycle climatique pour différents déphasages (de 1 ka jusqu'à 5 ka). Les variations de débit hydraulique $q(t)$ sont en avance sur l'apport latéral en matériel solide $B(t)$. Les périodes favorables à l'érosion sont celles pour lesquelles le rapport $B(t)/q(t) < -T_s$. Par exemple si $-T_s = 0.5$, alors il y aura érosion vers 120 ka et 95 ka pour un décalage de 5 ka. Pour un décalage de 3 ka, il n'y aura de phase d'érosion que vers 120 ka. Enfin, il n'y aura jamais d'érosion si le décalage est de 1 ka.

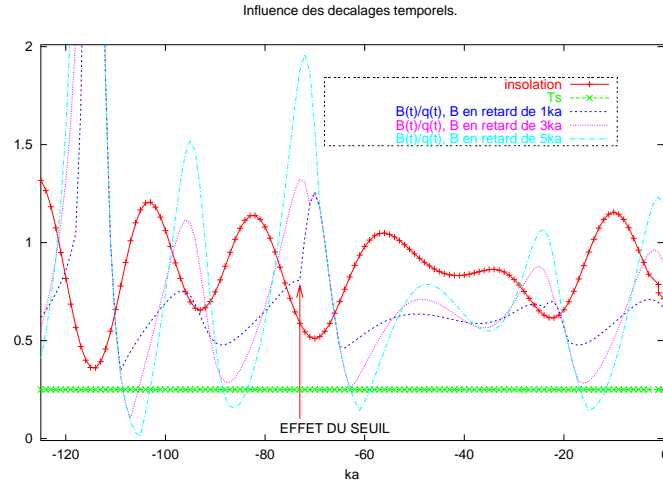


FIG. 4.19 – Influence de l'existence d'un seuil sur $B(t)$ pour l'étude du rapport $B(t)/q(t)$. Représentation du terme T_t pour trois décalages temporels différents. On peut remarquer qu'à 70 ka, l'effet de seuil est le plus marqué dans le cas du décalage de 1 ka. Si le terme spatiale $T_s = 0.25$ (qui dépend notamment de la pente et de la variation de pente) alors les phases d'érosions auront lieux lorsque $T_t < T_s$. Alors que vers 105-110 ka un décalage de 5 ka ou de 3 ka produisent une érosion, vers 90 ka seul un décalage de 5 ka produira une érosion pour une valeur du terme spatiale de $T_s = 0.25$.

le modèle, tel que nous l'avons développé, cela se traduit par l'existence d'un seuil sur le signal $q(t)$: quel que soit le courant en-dessous d'un courant critique V_{crit} , le débit caractéristique $q(t)$ restera inchangé.

De la même manière, nous considérons qu'il existe un seuil dans le signal $B(t)$ traduisant la stabilité des versants. En effet, à partir d'une certaine densité de végétation, on conçoit que l'apport en matériel solide soit minimum, même lorsque la densité de végétation continue d'augmenter.

Nous allons donc explorer le rôle que peut jouer, dans le processus d'érosion sur le long terme, l'existence de seuils à partir desquels un pallier est atteint au niveau de la stabilité des versants ou des courants caractéristiques.

En fonction du décalage entre $B(t)$ et $q(t)$, un même seuil ne produira pas les mêmes conséquences. Ainsi on voit que vers 70 ka, l'allure du rapport $B(t)/q(t)$ n'est pas la même alors que seul le décalage varie (fig. 4.19 et fig. 4.20). La comparaison des figures (fig. 4.19, fig. 4.20 et fig. 4.21) met en évidence que, suivant la grandeur qui est "seuillée", le résultat ne sera pas le même. Dans ces conditions les périodes susceptibles d'être favorables à l'érosion ($B(t)/q(t) < -T_s$) ne seront pas les mêmes suivant le seuil T_s obtenu pour des conditions spatiales données.

Si on augmente les seuils, alors on peut obtenir des évolutions très complexes en terme de phase d'érosion et de sédimentation, sur la seule base de l'existence d'un décalage et de seuils (fig. 4.22). Les perturbations générées par les seuils dans le signal $B(t)/q(t)$ peuvent conduire à l'établissement de périodes favorables à l'érosion ou à la sédimentation supplémentaire que n'aurait pas produites un système sans seuils. Ce processus permet donc d'expliquer à la fois le mécanisme, mais aussi la complexité qui peut résulter de mécanismes simples.

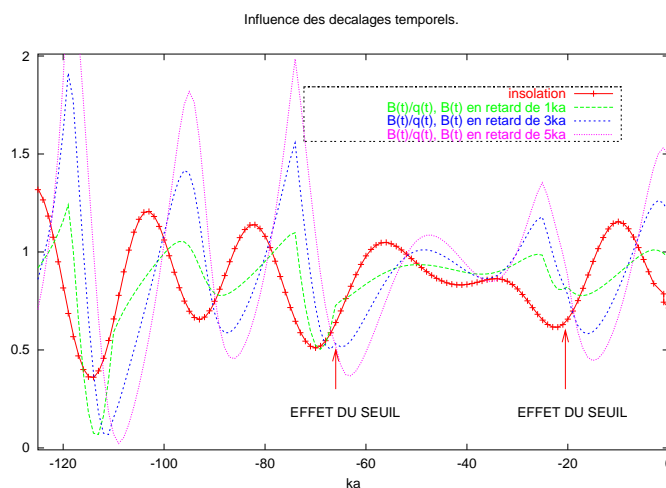


FIG. 4.20 – Influence de l'existence d'un seuil sur $q(t)$ pour l'étude du rapport $B(t)/q(t)$. Représentation du terme T_t pour trois différents décalages temporels. On peut remarquer qu'à 20 ka et 65ka, l'effet de seuil est le plus marqué dans le cas du décalage de 1 ka.

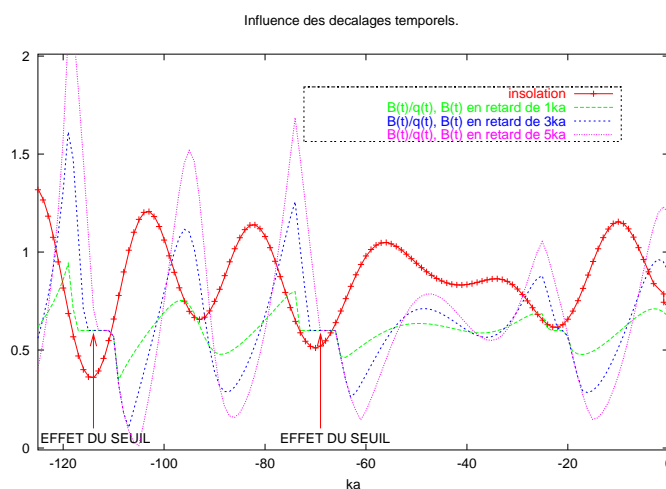


FIG. 4.21 – Influence de l'existence d'un seuil sur $q(t)$ et $B(t)$ pour l'étude du rapport $B(t)/q(t)$. Représentation du terme T_t pour trois différents décalages temporels. On peut remarquer qu'à 70 ka et 110 ka, les conséquences de l'effet de seuil sont bien inscrites dans le terme T_t .

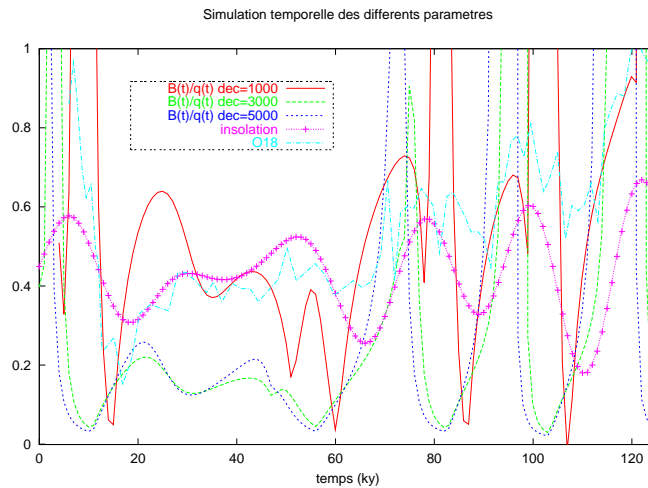


FIG. 4.22 – Influence des seuils de $q(t)$ et $B(t)$ sur les phases d'érosion (rapport $B(t)/q(t)$ petit) et de sédimentation ($B(t)/q(t)$ grand). Les seuils sont augmentés par rapport au cas précédent.

4.4 Relation entre érosion et compensation isostatique

Sur de longues échelles de temps, lorsque d'importantes quantités de matière sont déplacées, le relief érodé peut subir l'effet de la compensation isostatique. Le phénomène de la compensation isostatique a été mis en évidence dans le cas de la fonte de la calotte glaciaire, notamment en Scandinavie. Par la suite, les relations entre érosion et surrection ont été étudiées et prises en compte par divers auteurs [135] [176] [106] [116] [129]. Ainsi, les conséquences importantes de l'incision des vallées sur la surrection des montagnes ont été évaluées. La compensation isostatique résultant de l'érosion serait responsable de 20 à 30% de l'élévation des sommets de l'Himalaya [135]. Elle influencerait également la dynamique de retrait des escarpements sur le long terme [176]. Elle permet à ceux-ci de se maintenir visibles dans le paysage plus longtemps que ne le permettrait les seules lois d'érosion. Cette approche a également été utilisée pour comprendre l'évolution de la topographie du Centre-Sud de l'Angleterre suite à l'érosion du relief [190] ou pour le seuil du Poitou [129]. Le modèle de la plaque mince élastique prédit une déformation verticale suite à l'érosion. Le rebond isostatique postglaciaire suite à la fonte des glaciers alpins, associé à l'augmentation du débit hydrique, pourrait expliquer l'augmentation de l'incision dans le Buëch et le Drac (SE de la France) [39]. Enfin, la surrection des épaules des rifts s'interprète très bien à partir de la compensation isostatique [191] [102] [75].

Des études effectuées par le LSCE ont montré que le relief produit par la tectonique pouvait influencer les circulations des masses d'air et donc modifier le climat sur le long terme ($> \text{million}$ d'années). Cet effet a notamment été étudié dans le cas de la mousson avec l'Himalaya. Inversement des changements de conditions climatiques peuvent accélérer ou réduire les processus d'érosion et de ce fait favoriser sur le long terme une compensation isostatique. Peut-on quantifier cet effet sur des environnements autres que les chaînes de montagne ?

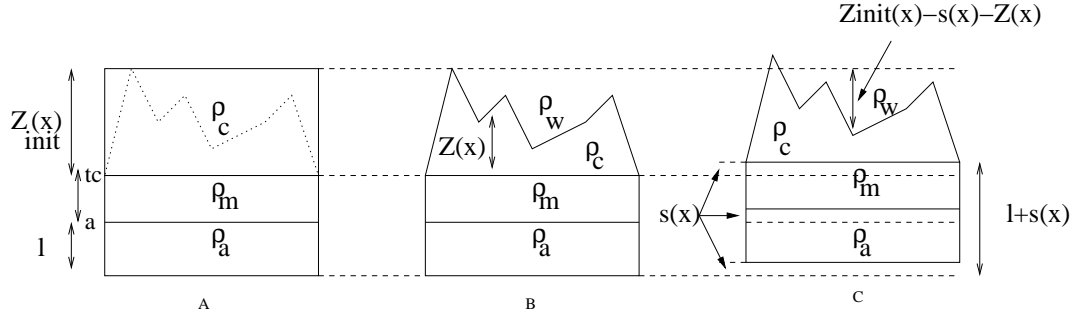


FIG. 4.23 – Explication du phénomène d'isostasie.

4.4.1 Présentation du modèle pour simuler l'isostasie

Il ne s'agit pas dans cette partie de développer un modèle propre de comportement de la lithosphère, mais d'étudier le couplage entre érosion et isostasie. C'est pourquoi nous avons choisi d'utiliser une approche classique pour la modélisation de la lithosphère.

On suppose qu'au temps initial $t = 0$ le profil longitudinal du fleuve est à l'équilibre isostatique, c'est-à-dire que les forces agissant à la base de la lithosphère sont compensées par la force de gravité. La masse de la colonne de référence pour un x donné est (fig. 4.23). La compensation isostatique est prise au niveau de l'asthénosphère.

$$P_{ref(x)} = \rho_a l + (a - t_c) \rho_m + \rho_c z_{initial}(x)$$

où l l'épaisseur de l'asthénosphère.

La masse de la colonne au point x après érosion est

$$P_x = \rho_a (l + s(x)) + (a - t_c) \rho_m + \rho_c z(x) + \rho_w [z_{initial}(x) - z(x) - s(x)]$$

où $z(x)$ est l'altitude de la surface avant le calcul de l'isostasie.

Les masses volumiques ρ_a , ρ_c et ρ_w correspondent respectivement à la masse volumique de l'asthénosphère, de la croûte et de l'air. La compensation isostatique est notée $s(x)$.

La compensation isostatique permet d'équilibrer les masses :

$$P_{ref(x)} = P_x$$

On aboutit à

$$s(x) = \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_a - \rho_w} (z_{initial}(x) - z(x)) \quad (4.20)$$

ou encore à un temps t quelconque :

$$s(x, t) = (z(x, t + \Delta t) - z(x, t)) \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_a - \rho_w}$$

Cependant en ne considérant que l'effet relatif au rééquilibrage des masses, on ne prend pas en compte l'influence des propriétés mécaniques de la lithosphère. Pour cela, il faut considérer le rôle que joue la rigidité de celle-ci.

Nous avons donc appliqué un modèle simple permettant de calculer la compensation isostatique en considérant les propriétés mécaniques de la lithosphère comme étant proche de celle d'une plaque élastique mince [191] [177] (fig. 4.24).

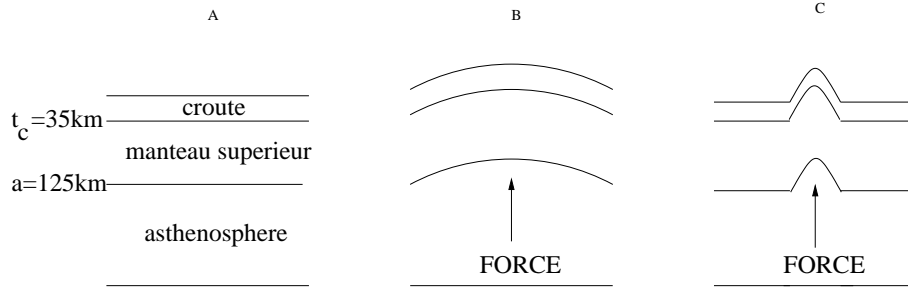


FIG. 4.24 – Phénomène de la flexure. (A) système au repos, (B) réaction d'un système avec une rhéologie rigide après qu'une force ait été appliquée à la base de la lithosphère (croule+manteau supérieur), (C) réaction d'un système avec une rhéologie peu rigide après qu'une force ait été appliquée à la base de la lithosphère. Moins le système est rigide, plus la déformation est localisée.

La flexure d'une plaque élastique mince est régie par l'équation [191] [177] :

$$\frac{\delta^2}{\delta x^2} \left[D \frac{\delta^2 \omega(x)}{\delta x^2} \right] + \frac{\delta}{\delta x} \left[N(x) \frac{\omega(x)}{\delta x} \right] + \Delta \rho g \omega(x) = \Delta \rho g s(x) = (\rho_a - \rho_w) g s(x) = g(\rho_c - \rho_w)(z_{initial}(x) - z(x)) \quad (4.21)$$

La solution de cette équation, qui représente l'isostasie prenant en compte la flexuration de la lithosphère (déflexion), est alors (pas de mouvement aux limites et $N(x) = 0$) :

$$\omega(x) = \omega_0 e^{-\frac{x}{\beta_{flex}}} \left[\cos\left(\frac{x}{\beta_{flex}}\right) + \sin\left(\frac{x}{\beta_{flex}}\right) \right] \quad (4.22)$$

avec

- D la rigidité flexurale ($D = ET_e^3 / (12(1 - \nu^2))$)
- $\omega(x)$ est le déplacement vertical du à l'isostasie en tenant compte de la flexure
- $N(x)$ force horizontale par unité de longueur (ici $N(x) = 0$)

et où on pose que,

- $\omega_0 = s(x) / (2\beta_{flex}^4)$
- $\beta_{flex} = \left[\frac{4D}{\rho_m - \rho_w} \right]^{\frac{1}{4}}$

Les paramètres utilisés dans le modèle ont pour valeur celles usuellement utilisées dans la littérature [191] (voir *tableau 4.1*).

4.4.1.1 Application à l'érosion fluviale

Le modèle prévoit que le profil longitudinal est modifié par la compensation isostatique dans le cas de très grandes érosions (*fig. 4.25*), et ce de façon non négligeable. Il est donc indispensable de tenir compte de cet effet pour la compréhension et la quantification de l'érosion fluviale dès qu'on a à faire à d'importantes incisions.

Toutefois, pour travailler en 2 dimensions, il est plus adapté de travailler sur les sections de rivières plutôt que sur le profil longitudinal, car, par ce moyen, on tient compte à la fois de la profondeur de la vallée mais aussi de sa largeur. La quantification de la matière érodée est ainsi plus précise. Néanmoins, le calcul de la flexure devrait se faire, en toute rigueur, en 3 dimensions.

Dans le cas d'une section de vallée incisée triangulaire, on a :

Densité ρ à 0°C (kg/m^3)	$\rho_{\text{croule}} = 2800$ $\rho_{\text{asthenosphere}} = 3179$ $\rho_{\text{manteau}} = 3330$ $\rho_{\text{air}} = \rho_w = 1$
Module d'Young E (GPa)	10
coefficient de Poisson ν	0.25
épaisseur élastique T_e (km)	5km 12km 120km
Rigidité flexurale D (Nm)	10^{20} 10^{21} 10^{24}

TAB. 4.1 – Valeurs des paramètres pour le calcul de la compensation isostatique. Les valeurs de la rigidité flexurale D communément adoptées sont comprises entre 10^{20} Nm et 10^{24} Nm [141] [102] [130] [88] [135] [75] [190]. Les valeurs de la rigidité flexurale sont obtenues pour des valeurs du Module d'Young E de 10^9 Pa et 0.25 pour le coefficient de Poisson.

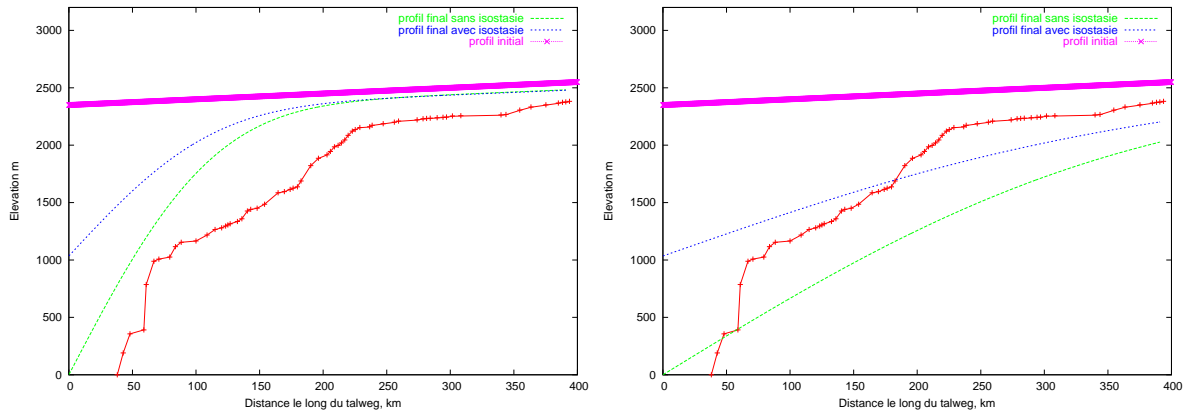


FIG. 4.25 – Influence de la compensation isostatique en tenant compte de la flexure le long du profil longitudinal (Trait épais : état initial supposé. Traits pointillés : profil théorique érodé sans isostasie, trait continu : profil théorique érodé avec compensation isostatique ($E = 10^9$ Pa, $T_e = 16$ km)). Figure A : $t=50$ ka, Figure B : $t=500$ ka

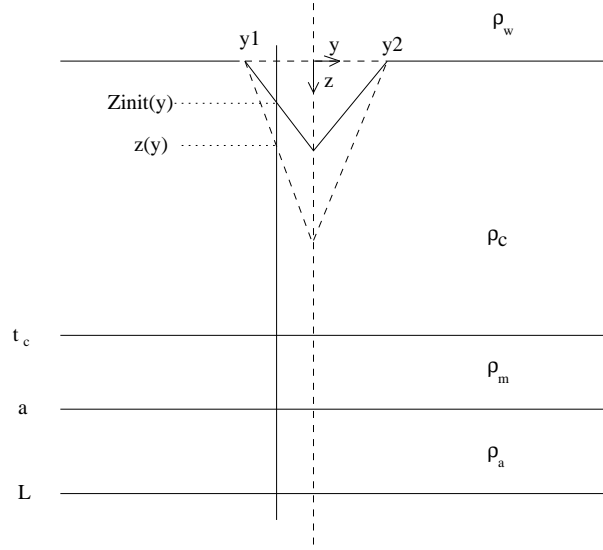


FIG. 4.26 – Modèle utilisé pour le calcul de l'effet de l'isostasie : la vallée est paramétrisée par l'épaisseur initiale de la croute t_c , l'épaisseur initiale de la lithosphère a , le relief initial $z_{init}(y)$, le relief après érosion $z(y)$.

$$s(y) = 0, \quad \text{if } y \leq y_1 \quad (4.23)$$

$$s(y) = (z_{init}(y) - z(y)) \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_a - \rho_w} \quad \text{if } y_1 < y < y_2 \quad (4.24)$$

$$(4.25)$$

$$s(y) = 0, \quad \text{if } y \geq y_2 \quad (4.26)$$

4.4.1.2 Sensibilité aux différents paramètres

Nous avons estimé l'influence des paramètres sur les déformations résultant de la compensation isostatique :

- Plus la vallée est incisée (*fig. 4.27 A*), ou plus la vallée est large (*fig. 4.27 B*), plus la déformation isostatique est importante, tous les autres paramètres égaux par ailleurs. Pour des incisions de l'ordre de 100 m et des vallées larges de 5 km, l'isostasie est négligeable pour des valeurs de la rigidité flexurale d'environ 10^{24} Nm.

- Plus la rigidité flexurale est importante, plus la surrection est faible au centre de la vallée (*fig. 4.28*).

- La localisation de la déformation sur les flancs de la vallée dépend de la rigidité flexurale (*fig. 4.28*).

4.4.2 Couplage entre isostasie et érosion

Puisque l'érosion provoque un effet de compensation isostatique et que, par ailleurs, les processus de surrection entraînent l'érosion fluviale, on aboutit à un processus avec une boucle de rétroaction

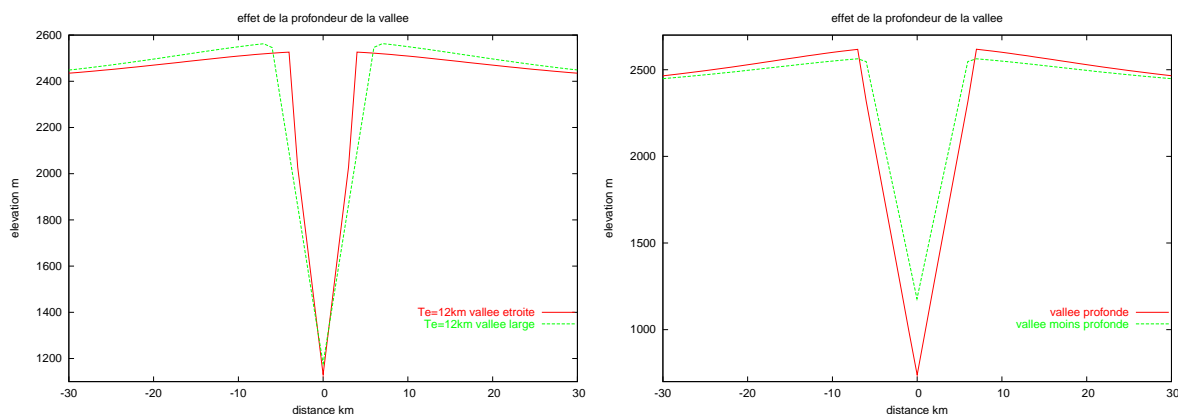


FIG. 4.27 – (A) Effet de la largeur de la vallée sur la compensation isostatique. Tous les autres paramètres égaux par ailleurs. Comparaison entre une vallée de 6 et de 12 km de large. Plus la vallée incisée a été érodée dans sa largeur, plus la compensation isostatique est importante. (B) Effet de la profondeur de la vallée sur la compensation isostatique. Tous les autres paramètres égaux par ailleurs. Plus la vallée a été profondément incisée, plus la compensation isostatique est importante.

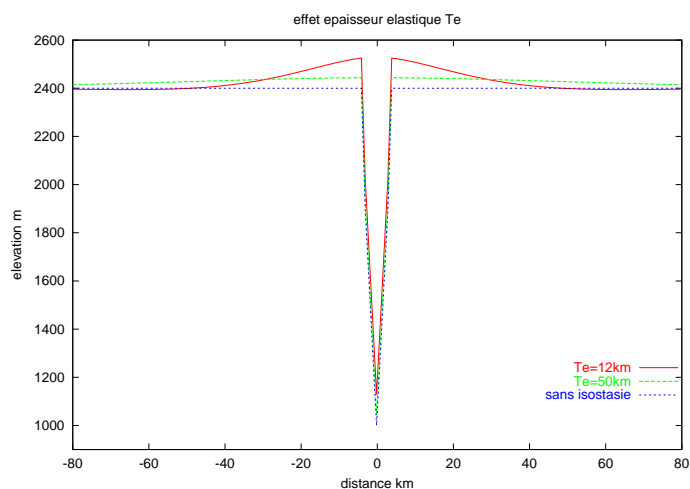
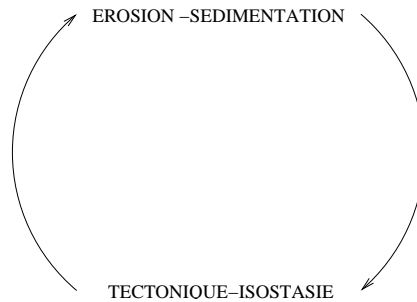


FIG. 4.28 – Effet de l'épaisseur élastique sur la compensation isostatique. Plus l'épaisseur élastique T_e est faible, plus la surrection provoquée par la compensation isostatique est importante et localisée.

FIG. 4.29 – *Rétroaction entre érosion et tectonique.*

(fig. 4.29). Le processus étant ainsi décrit, il est intéressant d'étudier les conséquences de ce processus sur l'amplitude de l'érosion. Le couplage entre l'érosion et l'isostasie influence-t-il l'érosion influence-t-il le profil d'équilibre des fleuves ? L'amplitude de l'incision et la morphologie de la vallée incisée est-elle affectée par ce processus ?

On modélise le couplage entre érosion et isostasie en érodant durant une première étape pendant un temps Δt , puis dans une seconde étape, en appliquant le modèle de l'isostasie (simulée comme étant instantanée). On en déduit une élévation post-érosion et post-isostasie. Par convention, pour la répétition de ce cycle pendant un temps T , on parlera d'un modèle où le couplage est de Δt pendant un temps T .

Les vitesses de surrection après la fonte des glaciers permettent de penser que la réponse isostatique est assez courte (~ 1000 ans), mais qu'elle n'atteint le nouvel état d'équilibre qu'après plusieurs milliers d'années. La réaction isostatique n'est donc pas immédiate.

Sur une période de 20ka, la comparaison de deux simulations, dont l'une a un couplage de 5 ka (fig. 4.30 A) et l'autre de 2 ka (fig. 4.30 B), permet de modéliser deux cas de figure différents pour le temps de réaction de la lithosphère (qui n'est pas immédiat) à une variation de charge. Si les simulations tendent vers le même résultat, elle n'y tendent pas au même rythme.

Au bout d'un certain temps, qui dépend à la fois du coefficient d'érosion et du temps de couplage, on atteint un état d'équilibre (fig. 4.30). Le temps de couplage limite, à partir duquel il n'y a plus d'augmentation de l'incision (lorsque la vallée se stabilise) augmente quand la vitesse d'érosion diminue. Ainsi, alors que pour un coefficient d'érosion $K_B = 200000 \text{ m/s}$, le temps de couplage limite est de 2 ka, pour $K_B = 100000 \text{ m/s}$ le temps de couplage limite est d'environ 5 ka. Pour $K_B = 50000 \text{ m/s}$, le temps de couplage limite est d'environ 10 ka. On peut remarquer que le produit $k \times \Delta t \sim \text{constant}$.

Lorsqu'un temps suffisant s'est écoulé pour rejoindre l'état d'équilibre, il est possible de découpler la simulation de l'érosion de celle de l'isostasie lors de la modélisation. La durée nécessaire pour rejoindre l'état d'équilibre peut être affectée par le processus du couplage. L'isostasie en revanche n'influence pas le profil d'équilibre du fleuve, mais seulement le dénivelé entre le sommet des flancs de la vallée et le fond de vallée lui-même.

4.4.3 Isostasie et réseau hydrographique

L'isostasie peut-elle jouer un rôle même lors d'une incision peu profonde du réseau hydrographique ? Le modèle permet de montrer que lorsque la vallée incisée est de faible dimension, les déformations résultant du phénomène de rebond isostatique sont négligeables. En est-il de même lorsque la densité du réseau hydrographique devient importante ? Quelle sera la géométrie de la déformation ?

Dans le cas des érosions des plateaux continentaux par un réseau fluvial dense et un aplanissement

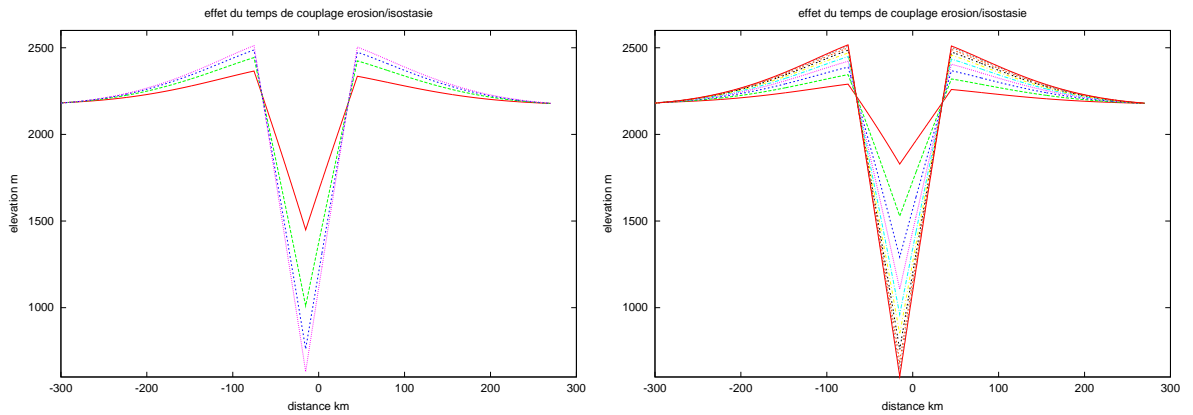


FIG. 4.30 – Étude du couplage entre érosion et isostasie sur 20 ka. $D = 10^{24} \text{ Nm}$. (A) Couplage tous les 5 ka. $K_B = 20000 \text{ m/s}$. (B) Couplage tous les 2 ka. $K_B = 200000 \text{ m/s}$. Avec un couplage plus important, il faut augmenter la vitesse d'érosion pour atteindre le même état d'équilibre au même moment. Le temps de couplage influence la vitesse à laquelle le relief tend vers un état d'équilibre.

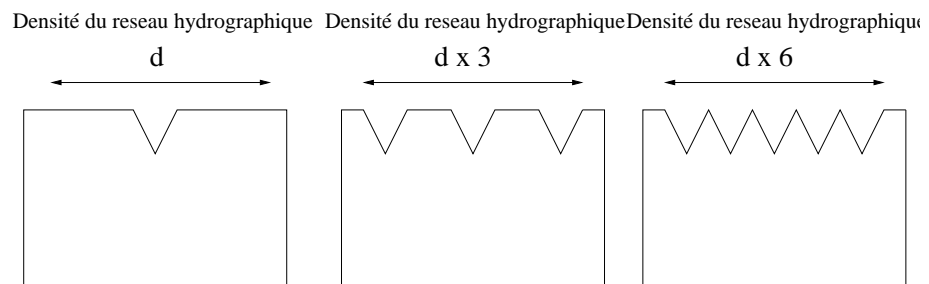


FIG. 4.31 – Isostasie et densité du réseau hydrographique.

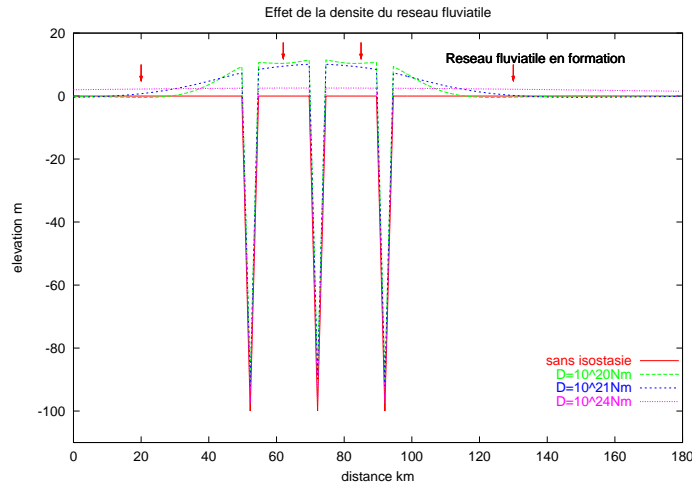


FIG. 4.32 – Conséquences de la densité du réseau fluvial sur la compensation isostatique. Dans le cas des faibles rigidités flexurales ($D = 10^{20} Nm$), la flexuration de la croûte peut favoriser la densification du réseau hydrographique.

progressif du relief, l'effet de l'isostasie n'est pas négligeable. On constate alors que suivant la géométrie du relief érodé (aplanissement par l'érosion plus ou moins accentué), on aura un rebond isostatique plus ou moins important [106].

L'effet produit par l'incision d'un réseau fluvial relativement dense, mais dont l'incision est d'amplitude limitée (profondeur de la vallée de 100 mètres, largeur de la vallée de 5 km) n'est pas négligeable. L'ampleur de la compensation isostatique dépend de la rigidité flexurale.

On observe également que pour de faibles valeurs de la rigidité flexurale ($D = 10^{20} Nm$), les déformations résultant de la compensation isostatique génèrent des conditions favorables au développement d'un sous-réseau de vallées (fig. 4.32).

Le développement du réseau fluvial dans les zones intercalées entre les vallées provoque la densification du réseau. Lorsque la densité du réseau hydrographique est multipliée par 3 (fig. 4.31), l'ampleur de la compensation isostatique est également multipliée par 3 (fig. 4.33).

Si on augmente encore la densité du réseau hydrographique (multiplication par 6), la compensation isostatique s'accroît jusqu'à 40 mètres au centre du réseau hydraulique pour une rigidité flexurale $D = 10^{20} Nm$. Mais même pour des rigidités de la croûte plus importantes ($D = 10^{24} Nm$), l'effet, bien que moindre, n'est pas négligeable (fig. 4.34). Il faut toutefois souligner l'aspect extrême de ce réseau hyper-densifié.

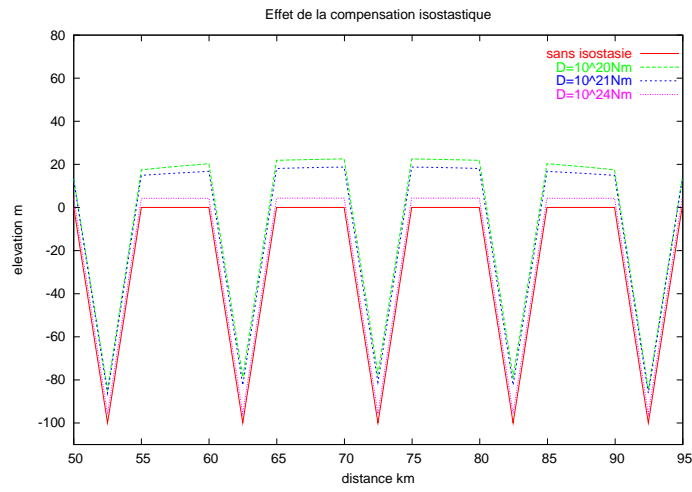


FIG. 4.33 – Conséquences de la densité du réseau fluvial sur la compensation isostatique. Multipli-cation par 3 de la densité.

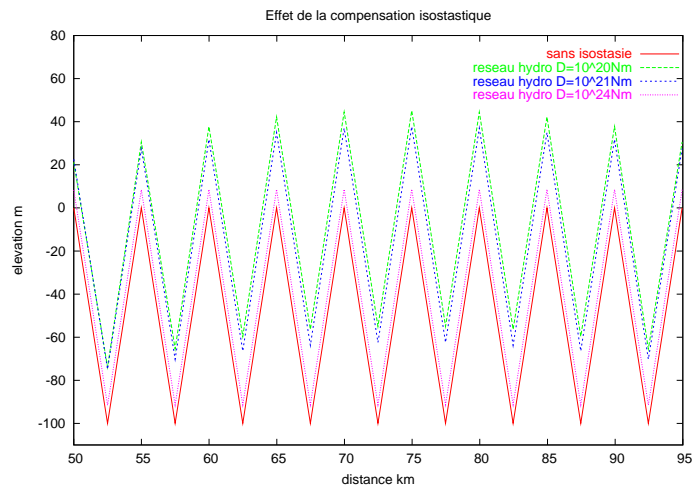


FIG. 4.34 – Conséquences de la densité du réseau fluvial sur la compensation isostatique très dense.

Conclusions

Le modèle développé permet d'interpréter les seuils de mise en mouvement des matériaux cohésifs et de mettre en évidence l'importance de la notion de seuil pour les débits ainsi que pour le développement des modèles d'érosion fluviale long-terme. L'augmentation du débit hydrique précède celle de l'apport latéral en matériel solide. Ce décalage temporel rend compte des érosions de fond de vallée observées dans le Nord-Ouest de l'Europe pour le dernier cycle climatique. Un modèle de conservation de la masse avec un découplage des variations spatiales et des variations temporelles est utilisé pour simuler l'érosion fluviale sur des échelles de temps de l'ordre du cycle climatique prenant en compte les variations de lithologie, de la tectonique et des variations climatiques (à travers les variations eustatiques, les variations d'apport latéral en matière solide et les variations de débit hydrique). L'influence des mécanismes de décalage et de seuil est modélisée. La compensation isostatique ne peut pas être négligée dans le cas où l'érosion est importante ou quand le réseau hydrographique est dense. L'isostasie tend à augmenter la quantité de matière érodée.

Chapitre 5

Application au cas des faibles érosions : le Bassin parisien

Nous appliquons le modèle développé au chapitre 4 à différents fleuves du bassin parisien. Cela afin de valider le modèle, mais aussi de préciser la géodynamique du bassin parisien sur le dernier million d'années.

5.1 Cadre général de l'étude

De nombreuses terrasses ont été enregistrées sur l'ensemble des fleuves et des rivières du Bassin parisien [13][3][187][124]. Si l'interprétation de l'incision des différentes vallées par le réseau fluvial en terme de surrection tectonique est assez répandue, il n'est pas toujours facile de discriminer dans les terrasses la part due aux déformations tectoniques de l'influence des variations climatiques sur des reliefs hérités. La quantification de la tectonique est encore l'objet de controverses dans le Bassin de Paris [183].

La géodynamique quaternaire du bassin parisien est mal contrainte surtout en son centre. Le "fleuve" Manche constitue son drain principal lors des bas niveaux marins. Plusieurs fleuves du Nord-Ouest de l'Europe l'alimentent durant ces périodes (Somme, Seine [115], Solent [3],...) (*fig. 5.1*). Toutefois, il subsiste quelques doutes en ce qui concerne le raccordement du Rhin, de la Meuse et de la Tamise au fleuve Manche durant les bas niveaux marins du Quaternaire [38][124]. En effet, la relative proximité de la calotte glaciaire et la possible existence d'un lac pro-glaciaire [77] ont pu influencer l'évolution de la Meuse, du Rhin et de la Tamise et empêcher le raccordement de ces fleuves au "fleuve" Manche durant les bas niveaux marins, lorsque la baisse des températures a favorisé l'avancée de la calotte glaciaire jusque dans le Nord de l'Europe. Le poids de la calotte glaciaire lors des périodes froides et son retrait lors des périodes interglaciaires ont pu engendrer des mouvements de subsidence ou de surrection, provoqués par l'isostasie, qui ont pu affecter le cheminement de ces fleuves durant le Quaternaire.

Néanmoins la relative proximité de ces fleuves entre eux permet de comparer leur comportement et justifie la recherche de leurs similitudes pour comprendre le fonctionnement général du système fluvial du Nord-Ouest de l'Europe durant le Quaternaire à partir de plusieurs cas particuliers.

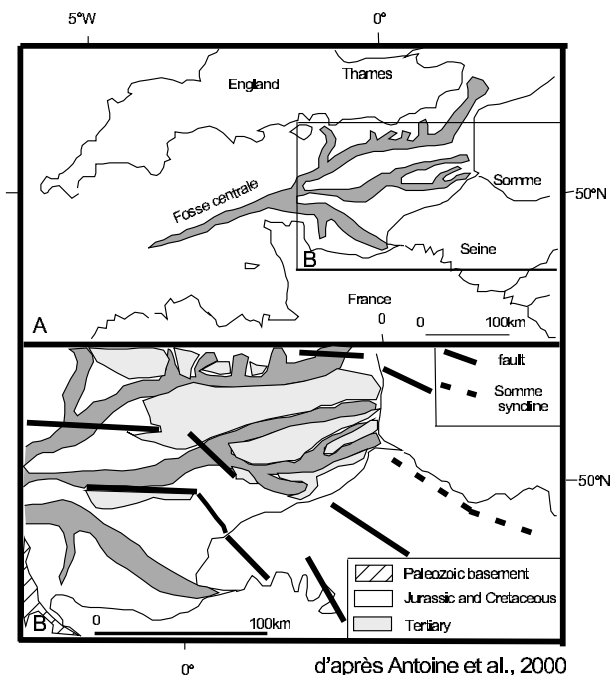


FIG. 5.1 – Carte synthétique du réseau hydrographique de la Manche (d'après Antoine et al., 2000).

5.1.1 Rappel concernant l'histoire géologique du Bassin parisien et sa lithologie

Durant le Tertiaire, les transgressions marines à l'intérieur du Bassin Parisien se font dans un contexte essentiellement subsident. D'autre part, malgré la répétition des transgressions au Tertiaire, aucune d'entre elles n'arrive à occuper l'ensemble du bassin.

Au Burdigalien, survient une phase d'érosion sur la bordure sud du bassin avec transfert fluvial de matériaux détritiques (sables de l'Orléanais et de Sologne) et sédimentation fluvio-deltaïque dans les zones subsidentes de la Sologne et de la gouttière ligérienne, qui souligne une phase tectonique très nette sans doute commencée au Stampien supérieur [132].

Au Pliocène, la mer transgresse de nouveau dans les "golfs" bretons, dans la gouttière ligérienne et dans la Manche avec des incursions en Normandie. Il ne semble pas y avoir de communication entre la Manche et la mer du Nord ; le Pas-de-Calais ne s'ouvrira qu'au Quaternaire.

Au cours du temps, l'érosion a modelé toute la région, produisant des reliefs notamment en fonction de la résistance des couches géologiques, et créant ainsi, sous l'action du réseau hydrographique un relief de "côtes" (ou cuestas) (fig. 5.2). Celles-ci se sont formées par l'alternance de couches résistantes (calcaire) et de couches plus tendres (argile, marne). Les cours d'eau installés sur la plaine d'érosion se sont encaissés préférentiellement dans les couches les moins résistantes à l'érosion qu'ils ont déblayées plus facilement (fig. 5.3). La morphologie du bassin parisien se trouve ainsi conditionnée par sa lithologie (fig. 5.2). Il faut noter toutefois que le réseau fluvial traverse également les alternances lithologiques et ne fait pas que suivre les limites de celles-ci. D'autres facteurs influencent donc la dynamique fluviale.

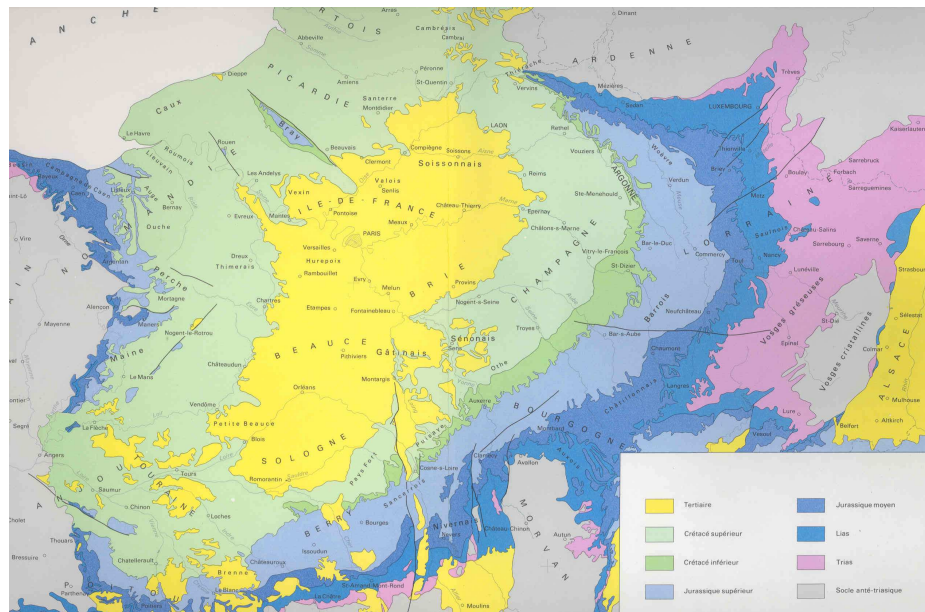


FIG. 5.2 – Carte géologique du Bassin parisien, d'après la Synthèse géologique du Bassin de Paris (Mégnien et al., 1980) [132].

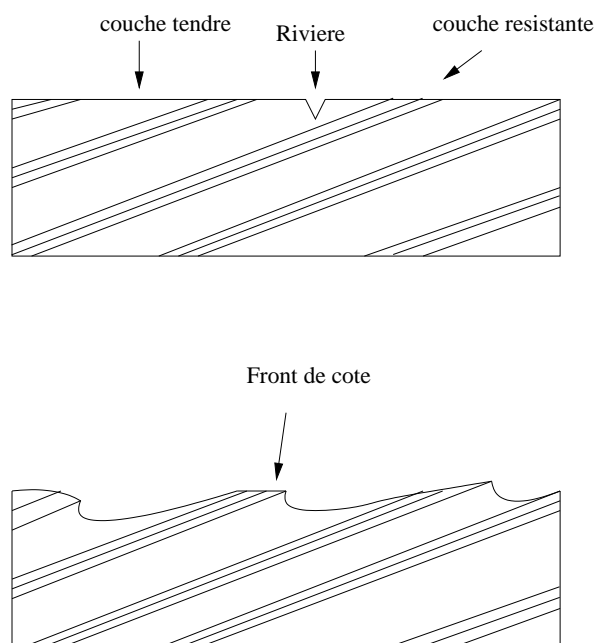


FIG. 5.3 – Evolution des côtes (cuestas) du Bassin parisien.

5.1.2 La tectonique quaternaire du Bassin parisien

La tectonique du Bassin parisien sur le dernier million d'années reste un objet mal connu. La quantification s'avère un exercice difficile parce que, les taux de surrection étant faibles et les déformations peu localisées, les déformations n'ont pas été autant étudiées que dans d'autres régions. Néanmoins, il apparaît avéré que le Bassin parisien est un domaine avec de nombreuses zones en surrection au cours du dernier million d'années [199].

5.1.2.1 Les déformations actuelles

A l'échelle historique, on ne peut considérer que le bassin de Paris ne subit aucune déformation puisque des séismes ont été répertoriés aussi bien dans la vallée de la Seine [42] que dans celle de la Somme [78]. L'Est du bassin de Paris est également une région d'où la sismicité n'est pas absente, même si elle est limitée en amplitude.

5.1.2.2 Les indications de déformation par les paléo-plages

A l'échelle géologique, la surélévation de certaines paléo-plages confirme la tendance à la surrection générale du système. La plage surélevée de Sangatte, d'environ 5 m, correspond à des dépôts marins peu profonds et a été datée par deux méthodes différentes à 229 ± 18 ka et 206 ± 20 ka (Balescu *et al.*, 1997). Cela donne un taux de surrection moyen de 15-20 mètres par million d'années si on extrapole à 1 Ma, en considérant que le niveau marin durant cette période était identique au niveau actuel.

A Luc et Saint-Aubin, on retrouve la présence d'un niveau de plage entre 9.5 et 13.1 m d'altitude NGF (Lautridou, 1982). La séquence de formations terrestres qui la recouvre suggère un âge soit Saalien soit Holsténien (200 à 300 ka). Le taux de surrection est donc compris entre 30 et 65 mètres par million d'années.

La formation de La Londe située à environ 120 mètres d'altitude serait d'origine marine [109] et daterait de la limite entre le Pliocène et le Quaternaire (~ 2.4 Ma), période depuis laquelle le niveau marin n'est jamais monté aussi haut (0 – 20m NGF). On aboutit à un taux de surrection d'environ 50 mètres par million d'années.

Parce que ces vitesses sont des moyennes (ce ne sont pas des vitesses instantanées), elles ne sont qu'indicatives et ne représentent pas nécessairement les vitesses de surrection qui ont pu se produire à l'échelle d'un cycle climatique.

5.1.2.3 Quelques indications de déformations plio-quaternaires

Le système de terrasses emboîtées et l'incision des vallées de la Somme et de la Seine ont été interprétés comme la conséquence d'un domaine qui s'élève [13]. Cependant le caractère homogène dans l'espace et dans le temps de la surrection au cours du dernier million d'années pour le Bassin de Paris est contesté [183] et semble peu compatible avec certaines observations [199].

Dans le centre du bassin de Paris, il y a un décalage de 20 mètres des sables de Lozère (Pliocène) [115]. Ceux-ci surmonteraient les sables de Sologne [113] qui ont eux-mêmes été affectés par une déformation depuis la base du Burdigalien ou du Langhien [65]. Selon Alduc *et al.* [1], une surrection de plusieurs dizaines de mètres de l'Ouest du Pays de Caux s'est produite depuis la fin du Pléistocène inférieur ou depuis le début du Pléistocène moyen.

Dans la région de la Meuse, les déformations tectoniques quaternaires ne sont homogènes ni dans l'espace, ni dans le temps [186][173]. En effet, spatialement, alors qu'au Nord la Meuse s'écoule à travers le Rhor Graben (en aval de Maastricht), elle traverse plus au Sud le massif des Ardennes où la surrection est centrée autour de la zone volcanique de l'Eifel. Divers taux de subsidence du Rhor Graben ont été proposés (0.1 mm/an, 0.3 mm/an, ...) [172]. La surrection des Ardennes, quant à elle, est estimée à 0.1 mm/an dans le Nord-Est des Ardennes et diminue à 0.025 mm/an dans l'Ouest et le

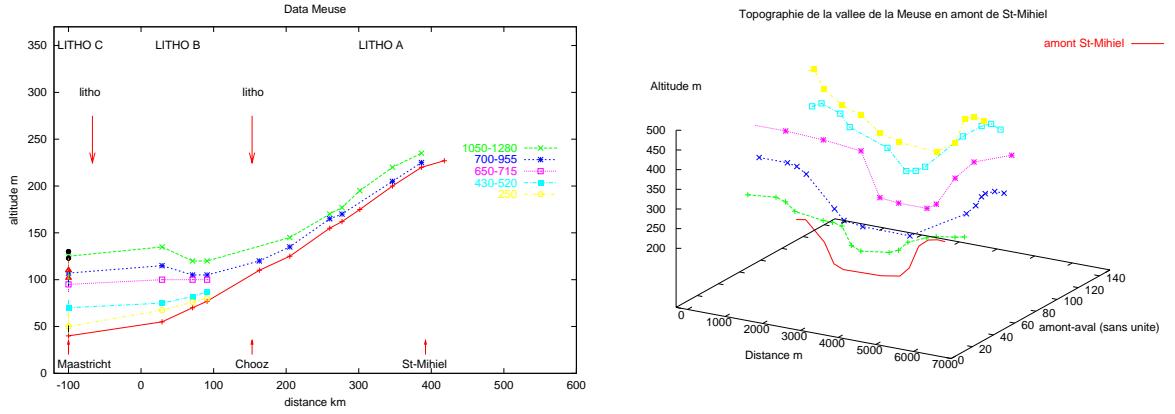


FIG. 5.4 – (A) Localisation et âge des terrasses de la Meuse postérieures au dernier million d'années d'après Harmand (1992), Veldkamp et al. (1993) et Van Balen et al. (2000). (B) Topographie de la vallée de la Meuse en amont de St-Mihiel (sections de vallée).

Sud des Ardennes [172]. Ces estimations sont compatibles avec les données sur les terrasses fluviales de la Meuse (figure 5.4 A). Enfin, dans les parties amont et continentales de la vallée de la Meuse, la surrection durant les derniers 250 ka a été simulée comme s'accroissant linéairement de 0.04 mm/an à la source jusqu'à 0.06 mm/an dans les Ardennes par Tebbens et al. [172]. Il est fort probable que la partie en amont de St-Mihiel, dans le triangle Lorrain, ait connu une surrection étant donné l'encaissement de la Meuse dans sa vallée à ce niveau (figure 5.4 B). Néanmoins la vitesse de déformation n'a pas été quantifiée précisément jusqu'à présent.

5.1.2.4 Les structures majeures du bassin parisien

Le bâti structural du bassin parisien est affecté par de nombreuses failles dont il est légitime de se demander si elles n'ont pas réactivé durant le Quaternaire. Celles-ci ont été étudiées par plusieurs auteurs, toutefois la quantification de leur activité lors du dernier million d'années n'est pas connue du fait des faibles déformations qui ont eu lieu durant cette période. Actuellement, les déformations tendraient à montrer une compression NO-SE, notamment dans l'Est du bassin de Paris, y compris sur les séismes récents [139]. Ainsi se pose la question de l'activité des failles du "triangle lorrain" durant le dernier million d'années et des signes de cette activité laissés dans le réseau fluvial (fig. 5.5).

5.2 Simulation de l'évolution temporelle

5.2.1 Base de la simulation temporelle

La connaissance de l'évolution temporelle du système fluvial souffre de nombreuses lacunes à l'échelle des cycles de 100 ka. Afin de modéliser les évolutions du système fluvial durant le dernier million d'années, nous avons simulé les paramètres influençant l'érosion grâce notamment à la courbe d'insolation. Celle-ci permet en effet de traduire la plupart des fluctuations climatiques sur le long-terme (chapitre 2). La modélisation s'appuie sur la courbe d'insolation 65°N calculée par Berger et Loutre (1991) [31]. Ceci nous permet d'avoir une courbe continue et de simuler des périodes où de nombreuses lacunes temporelles existent. Ce type de méthode a été utilisé par Veldkamp et van Dijke

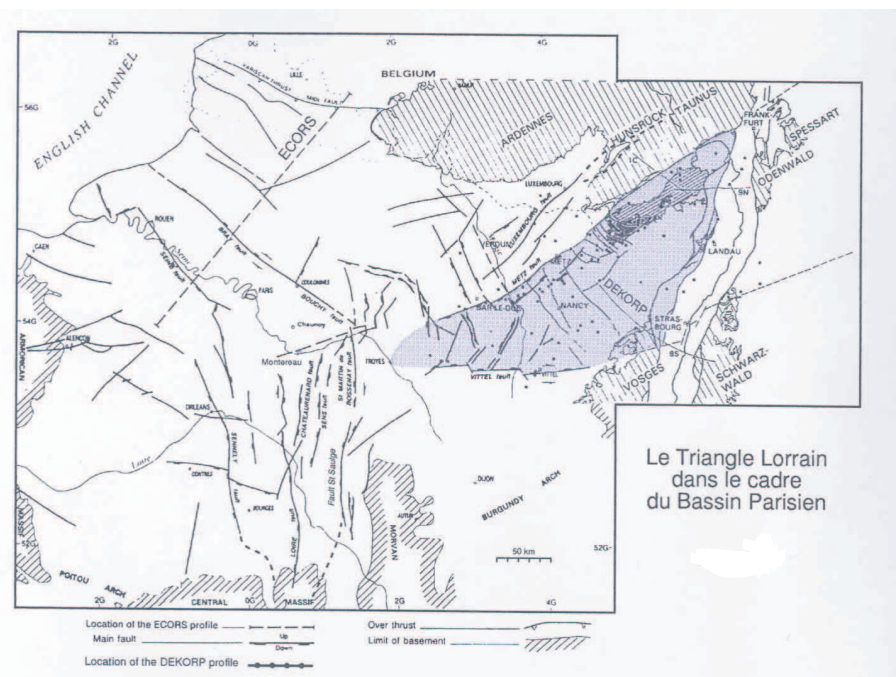


FIG. 5.5 – Carte de la géologie structurale du Bassin parisien ([139] modifié d'après [143] [107]).

(2000) [187] et Tebbens *et al.* (2000) [172], cependant avec des hypothèses différentes sur les processus.

Si l'on avait voulu percevoir les épisodes érosifs de moindre ampleur (par exemple à 10 et 13 ka, comme durant le tardiglaciaire), il aurait été nécessaire d'utiliser une courbe $\delta^{18}O$, car les courts événements de refroidissement ne sont pas modélisés par la courbe d'insolation. Celle-ci ne tient compte que des fluctuations générées par la variation des paramètres astronomiques (*chapitre 2.1*). Cependant les épisodes d'incision les plus profonds qui entament le bedrock lors du dernier cycle climatique ne sont pas concomitants des petites fluctuations enregistrées dans le signal $\delta^{18}O$, mais bien en relation avec les variations astro-climatiques.

Le décalage entre la courbe $\delta^{18}O$ et la courbe d'insolation est minime sur le dernier million d'années et ne se résume pas à une simple translation [99]. Une corrélation pic à pic entre la courbe d'insolation [31] et la courbe $\delta^{18}O$ marine de Bassinot et collaborateurs (1994) [24] permet d'observer un décalage inférieur à 5000 ans (*fig. 5.6*). Dans la modélisation qui suit, l'évolution du niveau marin est simulé avec un retard de 1000 ans sur le signal d'insolation, comme admis par d'autres auteurs [187].

Nous simulons les variations des paramètres représentant le débit liquide, le débit sédimentaire et les variations eustatiques sur la base du signal d'insolation (*fig. 5.7*). Cette approche est rendue valide par la cohérence générale du signal d'insolation avec les fluctuations des différents paramètres (*chapitre 2* et *chapitre 5.2.2*), même si leurs valeurs exactes ne sont pas toujours connues. Ceci nous permet de passer outre les lacunes qui peuvent exister dans les données.

Si les processus gouvernant l'érosion semblent bien établis, leur chronologie précise est moins bien connue. Ainsi on ne sait pas de combien de temps est le décalage exact entre l'apport latéral B et le débit Q. Néanmoins ce décalage pourrait difficilement être supérieur à 5000 ans étant donnée la durée des événements qui ont été enregistrés. Le débit liquide précède l'apport latéral en matériel solide (*fig. 4.18*) (*chapitre 4*).

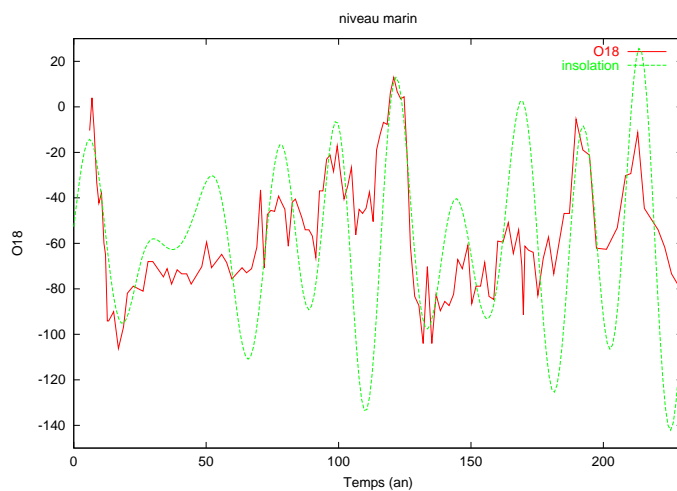


FIG. 5.6 – Courbe eustatique sur 130 ka à partir de la teneur en $\delta^{18}O$ et du signal d'insolation décalé de 4 ka [le $\delta^{18}O$ provient de Bassinot (1994) et le signal d'insolation de Berger et Loutre (1991)].

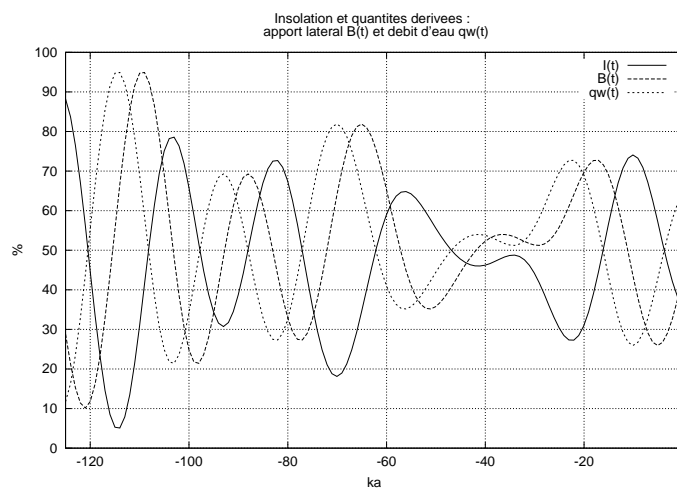


FIG. 5.7 – Un exemple de décalage temporel entre le débit liquide par unité de largeur $q(t)$, l'apport latéral en matériel solide $B(t)$ et l'insolation $I(t)$.

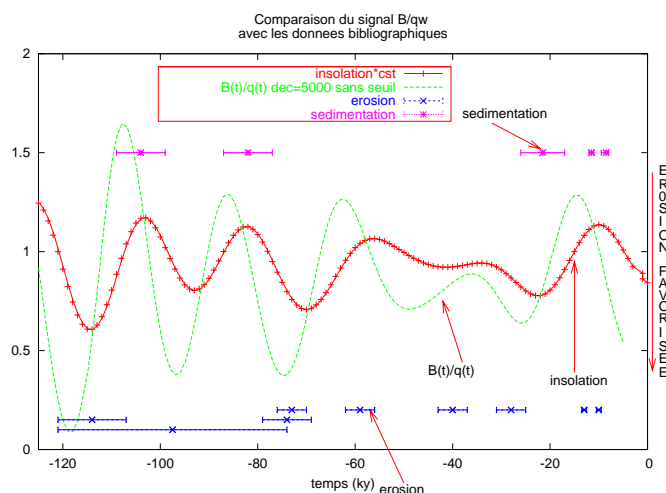


FIG. 5.8 – Comparaison entre le modèle temporel (sans seuil d'érosion) et les épisodes d'érosion et de sédimentation proposés dans la littérature (voir chapitre 2.1 et fig. 2.9 pour les données).

5.2.2 Estimation des paléo-courants par l'analyse de la granulométrie

Comment quantifier les paléo-courants à l'échelle d'un cycle climatique? Des estimations qualitatives du régime fluvial au cours des derniers cycles climatiques à partir de la granulométrie ont été réalisés, notamment pour la Somme [5]. Pour la séquence des terrasses étudiées, correspondant approximativement au dernier million d'années, le régime fluvial de chaque cycle climatique est globalement identique à celui du dernier cycle. De ces informations qualitatives peut-on extraire des valeurs quantitatives?

Une façon d'estimer les paléo-courants s'appuie sur l'analyse de la granulométrie des sédiments des nappes alluviales. En fonction de la taille des éléments, on associe un paléo-courant caractéristique des différents dépôts. L'estimation du paléo-courant est nécessairement très approximative étant donné le caractère non-homogène de la granulométrie : ceci nous oblige à travailler sur la base d'une granulométrie médiane. On se base alors sur des courbes expérimentales reliant la taille des éléments à la vitesse du courant (Hjulström 1935, fig. 4.1) ou bien sur des diagrammes théoriques (chapitre 4.1).

De plus les dépôts fluviaux ont un caractère événementiel très marqué : il n'y a pas de continuité temporelle dans les dépôts à cause des périodes d'érosion ou de non-dépôt. Cependant, malgré les limites de la méthode, une estimation de l'ordre de grandeur des paléo-courants, ainsi que les grandes tendances de son évolution dans le temps peuvent être proposées. On constate notamment que les nappes alluviales sont constituées à leur base de sédiments grossiers comportant de nombreux galets qui sont surmontés ensuite par des sédiments de plus en plus fins (Somme [5] ; Meuse [179] ; Seine [115]).

5.2.2.1 Les paléo-courants du bassin de la Somme

Nous avons quantifié les paléo-courants pour la Somme, rivière avec peu de méandres et pour la Selle (affluent de la Somme). Pour la période tardiglaciaire (0-15 ka) et pléniglaciaire (15-25 ka),

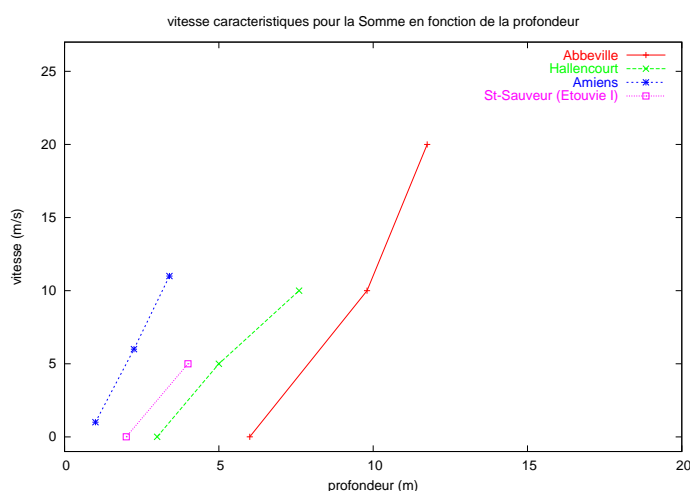


FIG. 5.9 – Estimation du courant à partir de la granulométrie à Abbeville, Hallencourt et Amiens en fonction de la profondeur sous la surface. La taille médiane des grains augmente avec la profondeur.

l'estimation des paléo-courants est basée sur des données de granulométrie du fond de vallée pour la Somme et la Selle (données BRGM). Ces données comportent des lacunes verticales (donc temporelles). De plus nous n'avons pas d'indications précises qui fassent correspondre la profondeur à des périodes datées. Néanmoins, cela permet dès à présent de donner un ordre de grandeur caractéristique pour les paléo-courants.

De façon qualitative, la granulométrie en fond de vallée est composée :

- de graviers grossiers pour le pléniglaciaire.
- de matériel beaucoup plus fin pour le tardiglaciaire (et à l'intérieur du tardiglaciaire décroissance de la base au sommet).

Les paléo-courants de la Somme :

On obtient une valeur approximative de la valeur moyenne de la granulométrie en fonction de la profondeur. A partir de cette valeur moyenne on estime un courant caractéristique (*chapitre 4.1*).

Ainsi, dans la région d'Abbeville, à des profondeurs comprises entre 10.5 et 13.0 mètres, la granulométrie moyenne est de 20 mm (Tableau 8.1). Cela correspond à une vitesse d'environ 20m/s, alors que pour des profondeurs entre 8.3 et 10.5 mètres, la vitesse caractéristique est comprise entre 5 et 10m/s. Ces résultats sont représentés sur la figure 5.9. Ils mettent en évidence l'augmentation des paléo-courants avec la profondeur.

Dans la région d'Hallencourt (amont d'Abbeville), pour des profondeurs comprises entre 3.9 et 6.10 mètres la vitesse caractéristique est comprise entre 1 et 5m/s (Tableau 8.2). Entre 7.10 et 8.2 mètres, elle est comprise entre 5 et 10m/s (*fig. 5.9*).

A Amiens, à des profondeurs comprises entre 2 mètres et 2.50 mètres, la vitesse caractéristique est d'environ 5m/s. Entre 3 et 3.80 mètres, elle est comprise entre 5 et 10m/s (Tableau 8.3). Des limons recouvrent le matériel grossier ($0.002 < \text{limons} < 0.02\text{mm}$), ce qui implique des vitesses caractéristiques inférieures à 0.01m/s pour le tardiglaciaire (*fig. 5.9*).

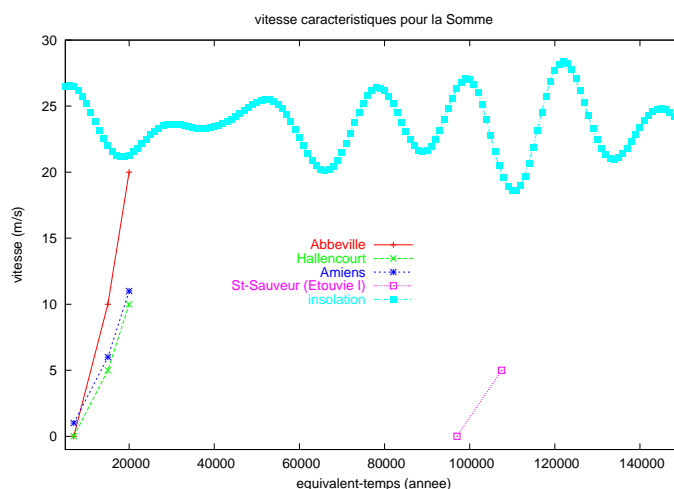


FIG. 5.10 – Estimation des courants à partir de la granulométrie à Abbeville, Hallencourt et Amiens. Pour une meilleure lisibilité, nous avons reporté les profondeurs en équivalent-temps. L'échelle des temps est relative : elle est construite par rapport à la courbe d'insolation.

Enfin, nous avons également quantifié la vitesse du courant pour un cycle climatique antérieur afin de nous rendre compte si la possibilité de transposer ce résultat à d'autres cycles climatiques était raisonnable ou non. Nous nous sommes servi des données granulométriques pour la nappe d'Etouvie I (95.5 ± 4 ka) à Saint-Sauveur [15] dans la région d'Amiens. La médiane du diamètre des grains à la base de la craie est d'environ 10 mm, ce qui représente un courant caractéristique de 5 m/s . Au-dessus de ces graviers, la terrasse est constituée de limons sablo-argileux ou de limon argileux (avec un petit niveau intermédiaire plus grossier), donc de vitesses caractéristiques beaucoup plus faibles ($v < 0.01\text{ m/s}$). On retrouve des ordres de grandeur similaires d'un cycle climatique à l'autre (fig. 5.9).

Nous pouvons tirer deux éléments importants de ces résultats. Le premier est un ordre de grandeur pour les paléo-courants depuis la formation de cette terrasse de fond de vallée. La deuxième chose est la diminution de la vitesse depuis la base de la terrasse vers son sommet pour une terrasse donnée.

De façon à rendre ce résultat plus explicite, nous avons représenté la vitesse du courant en fonction du temps en supposant que pour un forage à l'intérieur d'une terrasse donnée, les dépôts les plus profonds sont les plus anciens. On constate alors la diminution systématique de ces paléo-courants dans le temps pour une terrasse donnée depuis la phase du dernier maximum glaciaire, période durant laquelle le matériel était le plus grossier (fig. 5.10). La décroissance générale du débit depuis le dernier maximum glaciaire est en accord avec les résultats de Rotnicki (1991) et Antoine (1989).

Les paléo-courants de la Selle : De nombreuses données sur l'évolution du tardiglaciaire dans la vallée de la Selle (affluent de la Somme) ont été publiées par P. Antoine, nous avons donc également utilisé celle-ci afin de préciser la dynamique régionale. Ceci présente en effet un double intérêt : (1) quantifier les paléo-courants régionaux à une époque donnée, (2) évaluer l'impact d'un affluent de la Somme et voir si son influence relative a varié au cours du temps.

Les données granulométriques permettent d'estimer une paléo-vitesse caractéristique de 0.5 m/s

entre 7 et 7.5 mètres de profondeur et une vitesse inférieure à 0.01m/s pour des profondeurs entre 5 et 5.5 mètres. En effet, le tardiglaciaire de la Selle est constitué de limons comme le montrent les études de P. Antoine (1997) [9], donc il y a des courants caractéristiques inférieurs à 0.01m/s .

Il y a au moins un facteur 10 avec les paléo-courants de la Somme. Pour les débits actuels, il y a un facteur 5-6 entre la Somme à Amiens ($\sim 22\text{m}^3/\text{s}$) et la Selle aval ($\sim 4\text{m}^3/\text{s}$). Dans le temps, il y a une relative stabilité entre les rapports de débit Somme/Selle.

5.2.2.2 Conclusion

(1) Il y a une décroissance des courants caractéristiques depuis le dernier maximum glaciaire. Les débits caractéristiques ne sont donc pas proportionnels avec la pluviométrie qui, elle, tend à augmenter depuis le dernier maximum glaciaire.

(2) Sur la base des informations dont nous disposons, il semble que la répartition spatiale des courants n'ait pas été fondamentalement différente depuis le dernier maximum glaciaire par rapport à ce qu'elle est actuellement. En effet :

- là où les courants étaient plus importants, ils restent plus importants dans le présent (Somme par rapport à la Selle). Il y a une conservation dans le temps de la puissance des fleuves.
- pour une même terrasse, les paléo-courants estimés sont relativement homogènes d'un point à un autre (la Somme à Amiens, Hallencourt et Abbeville). Dans l'actuel, pour ces mêmes régions, la variation spatiale du débit n'est pas très importante (Abbeville, $33.4\text{m}^3/\text{s}$; Amiens, $22.7\text{m}^3/\text{s}$).

5.2.3 La forme du signal de l'apport latéral et du débit

Les seuils sont quant à eux encore plus mal connus. La modélisation de ces seuils tient donc autant de l'exploration numérique des conséquences de ces seuils (qui ont des explications physiques, cf aussi *chapitre 4*) que d'une connaissance précise de ceux-ci. Nous adopterons, par convention, un seuil de 10% du signal d'insolation pour simuler le débit liquide et l'apport latéral.

Pour l'apport latéral deux types d'arguments peuvent justifier l'emploi d'un seuil :

- En période interglaciaire, l'existence d'un seuil pourrait se justifier par le fait qu'à partir d'une certaine densité de couverture végétale, l'apport latéral B ne varie quasiment plus (déstabilisation faible des versants). Ce type de seuil est utilisé dans Veldkamp et van Dijke (2000) [187] , mais ces derniers ne donnent pas de justification.

- En période glaciaire, un second type de seuil pourrait être utilisé lorsque le permafrost permanent est susceptible d'empêcher toute déstabilisation de versant. Cependant, il ne semble pas qu'en Europe de l'Ouest il y ait eu de telles situations durant le dernier million d'années (Antoine, communication personnelle). En effet, les températures estivales moyennes enregistrées par les assemblages polliniques étaient supérieures à 0°C [200].

Pour le débit, comme pour l'apport latéral, l'existence d'un seuil permet d'augmenter la vitesse de variation du débit et de l'apport latéral et de faire varier la durée et le nombre des périodes favorables à l'incision (*chapitre 4.3.4*). L'évolution temporelle du débit et de l'apport latéral en matériel solide tel que nous l'avons simulée permet d'expliquer à l'échelle du dernier cycle climatique la prédominance des phases d'incision durant le début-glaciaire et non durant la période glaciaire elle-même (*fig. 5.8 et fig. 5.11*).

Dans les applications suivantes, nous considérons que le mécanisme du décalage temporel entre le débit liquide et l'apport en matériel solide des versants est homogène pour l'ensemble de l'Europe de l'Ouest. Nous choisissons un déphasage de 5 ka (le débit liquide en avance sur l'apport en matériel solide provenant des versants) et un seuil de 10% pour B(t) et q(t).

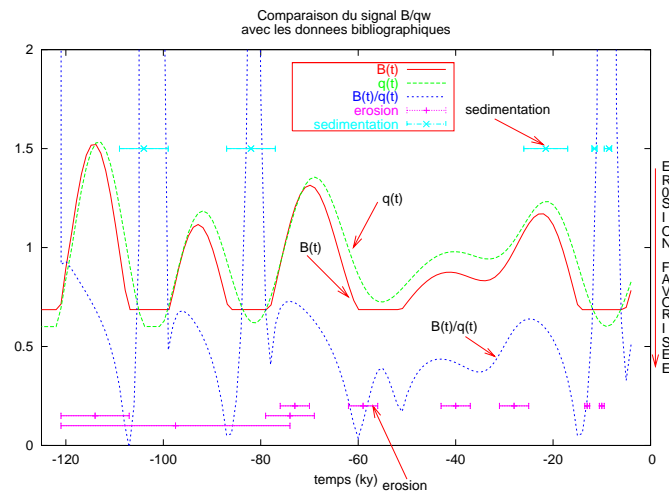


FIG. 5.11 – Comparaison entre le modèle temporel (avec un seuil d'érosion) et les épisodes d'érosion et de sédimentation proposés dans la littérature. Le nombre et l'âge des différentes périodes d'érosion et de sédimentation peuvent s'expliquer par le décalage temporel entre l'apport latéral en matériel solide $B(t)$ et le débit par unité de largeur $q(t)$, ainsi que par l'existence de seuils sur leurs valeurs maximales et minimales.

5.3 Simulations spatiales du débit et de l'apport latéral

Nous avons réuni et traité des données sur les débits liquides Q et l'aire des bassins versants $A_{drainage}$ à partir des données de la DIREN pour la Somme, la Seine et la Marne (*chapitre 8.4*).

Nous avons également répertorié l'abscisse et l'altitude de ces rivières le long de leur profil, ainsi que la largeur de leur lit mineur lorsque ceci était possible à partir de cartes topographiques au 1/25000.

À partir de ces données, nous avons établi les relations entre les différents paramètres. Nous avons obtenu plusieurs types de relation pour chaque rivière :

- La largeur w en fonction du débit Q .
- La taille du bassin versant $A_{drainage}$ en fonction de l'abscisse curviligne x .
- Le débit Q en fonction du bassin versant.

Celles-ci permettent de caractériser les différents cours d'eau. Pour les besoins du modèle, nous avons également calculé une relation entre le débit Q et l'abscisse curviligne x , ainsi qu'une relation entre l'apport latéral et l'abscisse curviligne.

Nous avons choisi de simuler les variations spatiales des paramètres hydrauliques à partir de fonctions de la forme $F(u) = a \times u^b$ où a et b sont des coefficients qui ont été déterminés à partir des données propres à chaque fleuve. Ce type de relation permet de décrire de façon satisfaisante les données et permet d'extrapoler spatialement la valeur des paramètres hydrauliques là où aucune donnée n'existe.

Pour le calcul de l'apport latéral en matériel solide, nous avons fait l'hypothèse que l'apport latéral $B(x)$ de sédiment est linéairement proportionnel à la largeur $L(x)$ du bassin versant $A_{drainage}$ en ce point.

$$B(x) = \alpha L(x) \quad (5.1)$$

La surface du bassin versant (pour une abscisse x du profil longitudinal à partir de la source) est donnée par la formule :

$$A_{drainage} = \int L(x) dx$$

On obtient

$$B = \alpha \frac{\delta A_{drainage}}{\delta x} \quad (5.2)$$

Or le débit d'eau Q dans le chenal est proportionnel au bassin versant $A_{drainage}$ pour de nombreuses rivières et fleuves du Bassin parisien (Seine, Somme, Marne, Meuse, Moselle) :

$$Q = a A_{drainage}^b$$

On prend souvent $b = 1$.

On peut toujours écrire la relation entre la largeur de la rivière et le débit de crue sous la forme [103] :

$$w = a_w Q_{crue}^{b_w}$$

Cette équation donne des résultats mitigés mais qui ne sont pas irréalistes. Pour la Somme et la Seine ces relations sont encadrées par celles publiées par Knighton [103] .

Ces deux dernières équations nous permettent d'exprimer le débit par unité de largeur $q = Q/w$ en fonction de la taille du bassin versant :

$$q = \frac{Q}{w} = \frac{aA_{drainage}^b}{a_w Q_{crue}^{b_w}}$$

Or comme la taille du bassin versant peut toujours s'écrire sous la forme :

$$A_{drainage} = k_A x^{n_{A_5}}$$

Et en outre

$$Q_{crue} = 29.15 Q^{0.69} \quad (\text{Bogaart et van Balen, 2000})$$

Alors le débit par unité de largeur peut être simulé par l'équation :

$$q = \frac{a(k_A x^{n_{A_5}})^b}{a_w (29.15 Q^{0.69})^{b_w}}$$

$$q = \frac{a(k_A x^{n_{A_5}})^b}{a_w (29.15 [a A_{drainage}^b]^{0.69})^{b_w}}$$

$$q = \frac{a(k_A x^{n_{A_5}})^b}{a_w (29.15 [a(k_A x^{n_{A_5}})^b]^{0.69})^{b_w}}$$

Au final, en considérant que $b = 1$, on obtient une relation entre le débit par unité de largeur et l'abscisse curviligne donnée par la relation :

$$q = \frac{1}{29.15^{b_w}} \frac{(k_A a)^{1-0.69b_w}}{a_w} x^{n_{A_5}(1-0.69b_w)}$$

où les coefficients a_w , a , k_A , n_{A_5} et b_w sont des constantes qui ont été calculées à partir de régressions linéaires sur la base des données hydrauliques disponibles pour chaque fleuve.

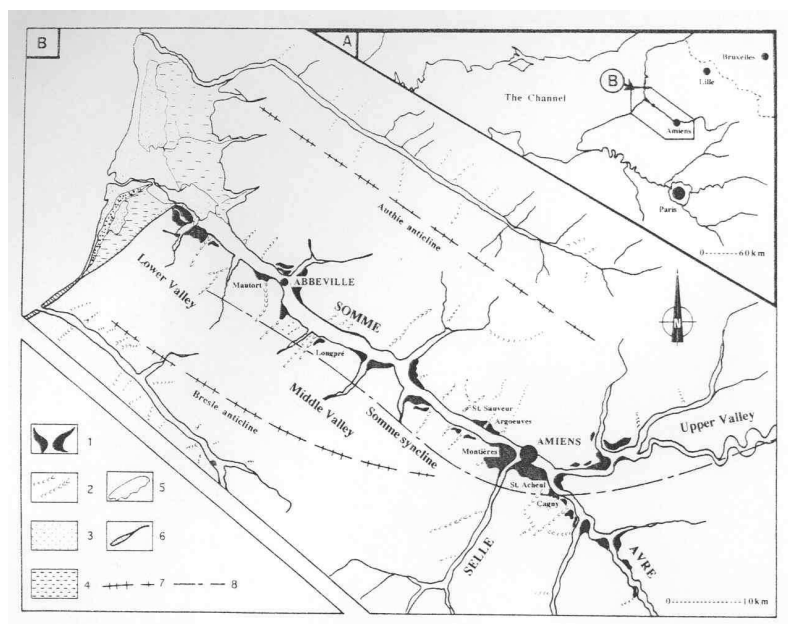


FIG. 5.12 – Carte de la vallée de la Somme : (1) localisation des principales terrasses, (2) vallées sèches, (3) sable marin, (4) vase et sable marin, (5) dune de sable, (6) falaise de craie, (7) axe anticlinal, (8) axe synclinal (d'après [6]).

5.4 La Somme

La Somme est un fleuve du nord du Bassin parisien qui se jette dans la Manche. Il est de relativement faibles dimensions en ce qui concerne son aire de drainage et son débit. Néanmoins il possède l'avantage présenter de nombreuses terrasses fluviales. De plus, il a des caractéristiques similaires aux autres cours d'eau du bassin parisien : le fleuve Somme coule sur un substrat crayeux homogène sous des conditions climatiques identiques aux autres fleuves du Bassin parisien.

5.4.1 Les terrasses

Dans le cas de la Somme (fig. 5.12), le travail de P. Antoine [5] [6] [13] a permis de répertorier les terrasses fluviales (fig. 5.13) et de fournir des datations assez précises de celles-ci (fig. 5.14). Nous nous sommes servi des données sur la Somme afin de calibrer le modèle et de tester les hypothèses sur le profil initial et la genèse des terrasses fluviales. Dans le secteur de la Haute Somme, c'est-à-dire de la source jusqu'à environ 20 km en amont d'Amiens (Corbie), les terrasses sont très rares (fig. 5.15). A l'amont, la Somme incise sa vallée (fig. 5.16) même si peu de terrasses y sont conservées. Dans la Basse Somme, à l'aval d'Abbeville, les terrasses sont moins nombreuses qu'entre Abbeville et Corbie, déconnectées les unes des autres (corrélations difficiles) et avec une pente plus importante que dans la Moyenne Somme. Nous ne les avons pas représentées sur les schémas. L'existence de failles dans cette zone y est suspectée [13].

En mer, le tracé de la Somme a été établi par le travail de Auffret et al. (1980) [17]. Une capture, attribuée au Saalien, pourrait avoir dévié le tracé de la Somme vers la partie Nord de la Manche [13]. Ce tracé vers le Nord entraîne une rupture de pente importante de la Nappe de fond qui laisse penser qu'il s'agit d'un profil qui n'est pas à l'équilibre et où les processus d'érosion n'ont donc certainement

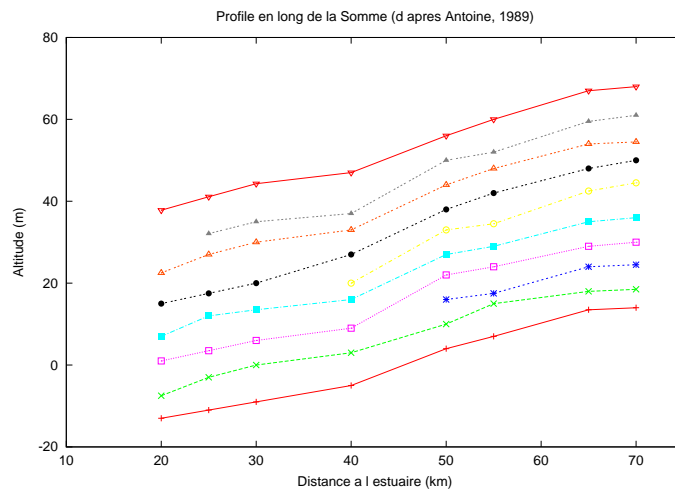


FIG. 5.13 – *Terrasse de la moyenne Somme (d'après Antoine, 1989) [5].*

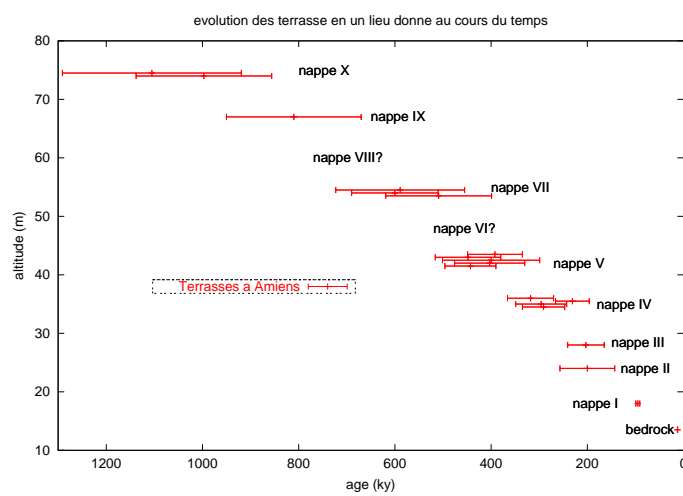


FIG. 5.14 – *Altitude des terrasses de la Somme à Amiens en fonction de leur âge [114][13] [183].*

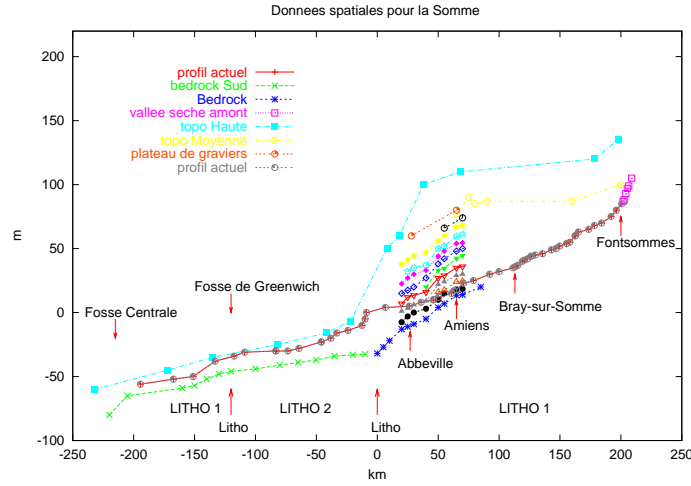


FIG. 5.15 – Données spatiales sur la Somme à terre et en mer : terrasses d'après [5], bedrock d'après [17][5], profil actuel numérisé et relief environnant (d'après carte IGN et SHOM).

pas pu énormément agir.

Nous avons choisi de privilégier l'hypothèse du tracé passant par la partie sud étant donné que si la capture a bien eu lieu, elle est tardive (autour de 200 ka) et n'a pu modifier que le profil des dernières terrasses, postérieures au Saalien.

À l'amont, le profil actuel a été complété par celui des vallées sèches dont les têtes remontent sur le plateau. Nous avons également reporté la topographie présente en bordure de vallée en distinguant une topographie haute qui correspond à l'altitude des plateaux environnants, d'une topographie moyenne qui reflète l'altitude des reliefs au voisinage du fond de vallée (fig. 5.15).

5.4.2 Les variations spatiales des paramètres hydrauliques pour la Somme

Nous avons recueilli les données hydrologiques auprès de la DIREN Picardie, et à partir d'un rapport sur les crues de la Somme (2001). Nous disposons ainsi d'une base pour évaluer l'évolution spatiale du débit moyen et la simuler dans les zones où aucune donnée n'est disponible (le secteur de la Manche).

On vérifie bien la relation de proportionnalité entre le débit et l'aire du bassin versant (fig. 5.17)(unité S.I.) :

$$Q = 6.02126 \times 10^{-9} A_{\text{drainage}}$$

Pour la Somme, on ne dispose pas de la largeur du lit mineur étant donné qu'il est chenalisé dans des canaux artificiels. Nous avons donc établi une relation du débit de crue par rapport à la largeur du lit majeur (figure 5.17)(unité S.I.) :

$$w = 29.9904 Q_{\text{crue}}^{0.714546}$$

Par régression linéaire on calcule également la relation entre l'aire de drainage A_{drainage} et la distance à la source x (unité S.I.) :

$$A_{\text{drainage}} = 410.362 x^{1.35672}$$

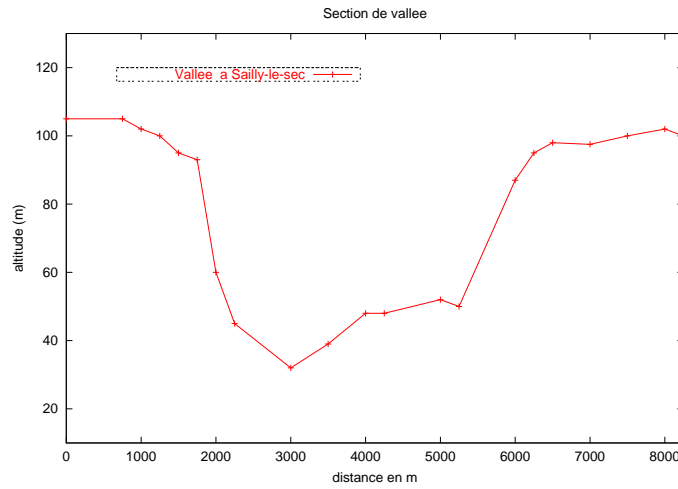


FIG. 5.16 – Section de vallée de la Somme à Sailly-le-sec en amont d'Amiens. Zone sans terrasses référencées. Vallée encaissée. (d'après carte IGN au 1/25000)

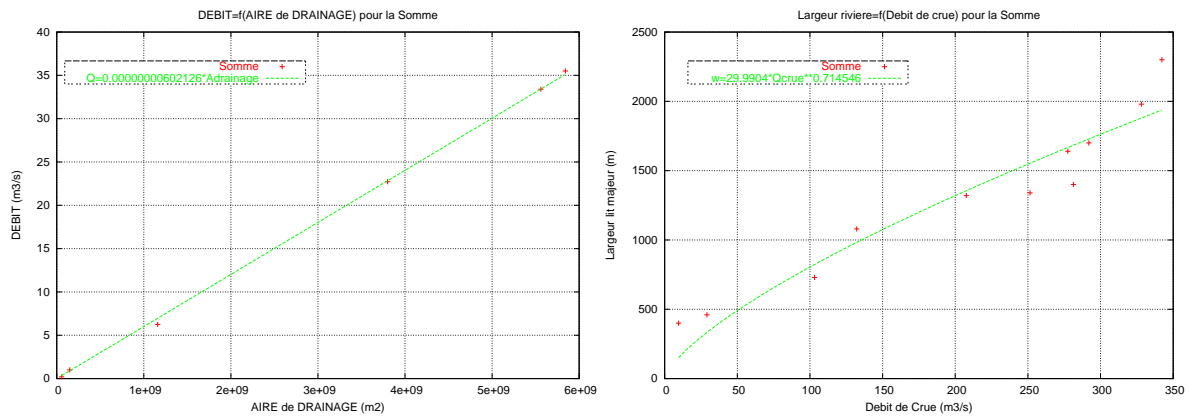


FIG. 5.17 – (A) Relation entre le débit moyen (m^3/s) et la taille du bassin versant pour la Somme (m^2). (B) Relation entre la largeur du lit majeur (m) et le débit de crue (m^3/s) pour la Somme.

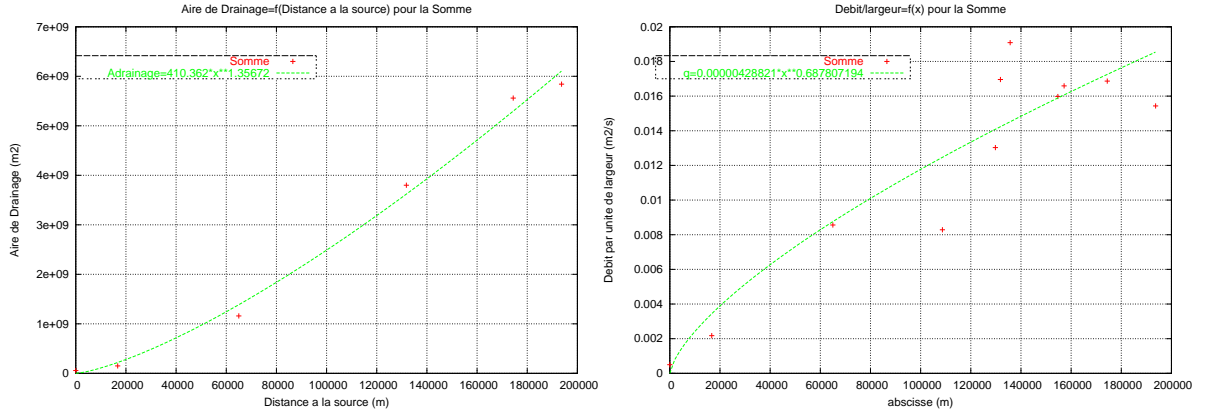


FIG. 5.18 – (A) Relation entre la taille du bassin versant (m^2) et la distance à la source (m) pour la Somme. (B) Relation entre le débit par unité de largeur (m^2/s) et l'abscisse curviligne (m) pour la Somme.

On obtient alors

$$q = 4.28821 \times 10^{-6} x^{0.687807194} \quad (x \text{ en } m, q \text{ en } m^2/s) \quad (5.3)$$

Pour la Somme, la relation entre l'aire de drainage et l'abscisse curviligne est obtenue avec les coefficients $k_A=410.362$ et $n_{A_5}=1.35672$. L'allure de la courbe dans un système d'unité où l'abscisse est en mètre est représentée sur la figure 5.18. Cette relation est du même type que celle de Hack (1957).

L'apport latéral en matériel solide est :

$$B(x) = \alpha k_A n_{A_5} x^{n_{A_5}-1} \quad (5.4)$$

Pour déterminer la valeur approximative du coefficient α de l'équation 5.2, nous avons utilisé la valeur du volume sédimentaire déposé dans la Baie de Somme en une année ($700000 m^3/an$ d'après un rapport DDE-SOGREAH (1995)).

5.4.3 La paramétrisation des déformations et de la lithologie

5.4.3.1 La tectonique

Les données de terrain permettant de quantifier la tectonique quaternaire du Bassin de Paris sont peut nombreuses (*chapitre 5.1.2*). Nous avons choisi de simuler des scénarii simples en raison du manque d'informations précises sur d'éventuelles variations. La surrection a été considérée constante dans le temps à un rythme d'environ 60 m par million d'années pour le dernier million d'années.

5.4.3.2 La lithologie

Pour rendre compte du facteur lithologie sur le long terme et à l'échelle de la Somme toute entière, nous avons décidé de ne tenir compte que des variations de grande ampleur. Ainsi nous avons séparé le Bassin parisien en trois grands sous-ensembles caractéristiques :

- La craie crétacé à laquelle nous associons également la quasi-totalité du Tertiaire (sauf l'Eocène et le Paléocène de la Manche),

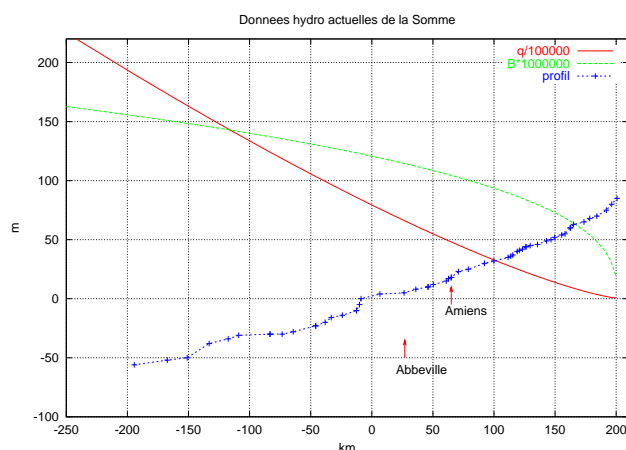


FIG. 5.19 – Simulation du débit par unité de largeur et de l'apport latéral en matière solide utilisée pour modéliser l'érosion fluviale sur le profil longitudinal de la Somme.

- L'Eocène et le Paléocène (au niveau de la Manche),
- Les calcaires jurassiques.

A chacune de ces lithologies nous avons associé une certaine érodabilité. Les calcaires sont les plus résistants à l'érosion. La craie, elle, est moins résistante que les calcaires jurassiques, mais plus résistante que l'Eocène et le Paléocène.

Pour la Somme, la zone actuellement émergée est constituée d'un substrat crayeux homogène. Au passage de la côte actuelle, dans l'Eocène et le Paléocène, la lithologie devient moins résistante à l'érosion. Puis, elle redevient plus résistante, après un nouveau changement de lithologie, au niveau de la fosse de Greenwich [13][120] (fig. 5.15). Nous avons pris comme coefficient pour paramétriser le substrat crayeux $k_L=1000$ et pour la lithologie d'âge Eocène-Paléocène $k_L=9000$. La valeur de ces paramètres n'a pas de signification physique en soi : ce n'est que le rapport entre les différents coefficients k_L qui est représentatif de l'érodabilité d'une roche.

5.4.4 Résultats

5.4.4.1 Influence de la compensation isostatique

Nous avons déterminé les conséquences de la chute du niveau marin et de la création du réseau fluvial sur les déformations provoquées par la compensation isostatique.

Lors de la baisse du niveau marin une compensation isostatique a lieu (fig. 5.20). Mais cette surrection de 5 mètres maximum, est momentanée. En effet lors de la remontée du niveau marin, une subsidence s'opère au niveau de la Manche.

De plus, une des conséquences de la création d'un réseau fluvial dense est, comme nous l'avons vu (chapitre 4.4), de pouvoir provoquer une compensation isostatique non négligeable, même dans le cas d'incisions peu profondes. Dans le cas du réseau fluvial à proximité de l'embouchure de la Somme le relief est incisé d'une centaine de mètres. Le modèle suggère une surrection comprise entre 5 et 10 mètres suivant la rigidité flexurale D pour le dernier million d'années (fig. 5.21). Cet effet est circonscrit localement à l'aval des fleuves, puisque plus en amont la dimension des vallées est beaucoup moins importante.

Du fait de la faible amplitude de l'isostasie pour le bassin de Paris, nous avons négligé cet effet dans la quantification de l'érosion fluviale pour la Somme, la Seine et la Marne.

FIG. 5.20 – *Conséquences de la baisse du niveau marin en Manche sur la compensation isostatique. Une section simplifiée de la Manche est représentée. La surrection provoquée par la baisse du niveau marin à chaque période glaciaire sera comprise entre 1 et 5 m suivant la valeur de la rigidité flexurale.*

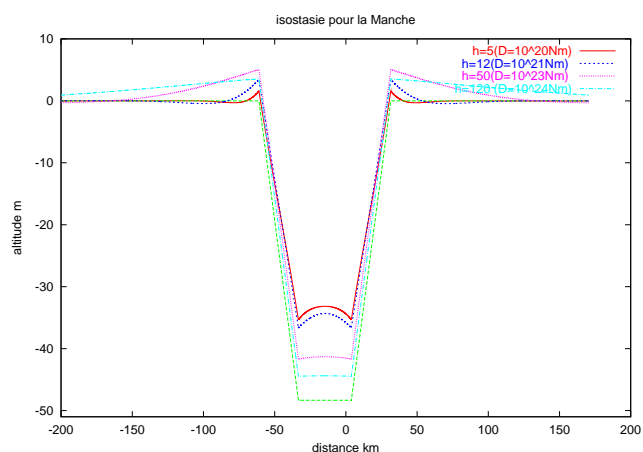
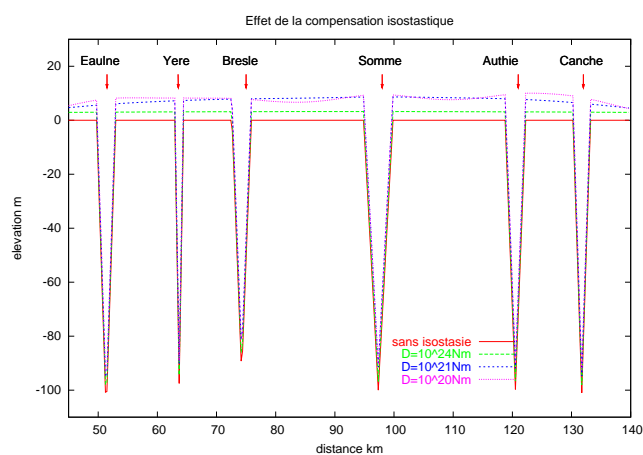


FIG. 5.21 – *Conséquences de l'incision du réseau fluvial sur la compensation isostatique. Suivant la valeur de la rigidité flexurale retenue, la surrection provoquée par l'incision du réseau hydrographique sur le dernier million d'années dans la région de la Somme sera comprise entre 2 et 10 m.*



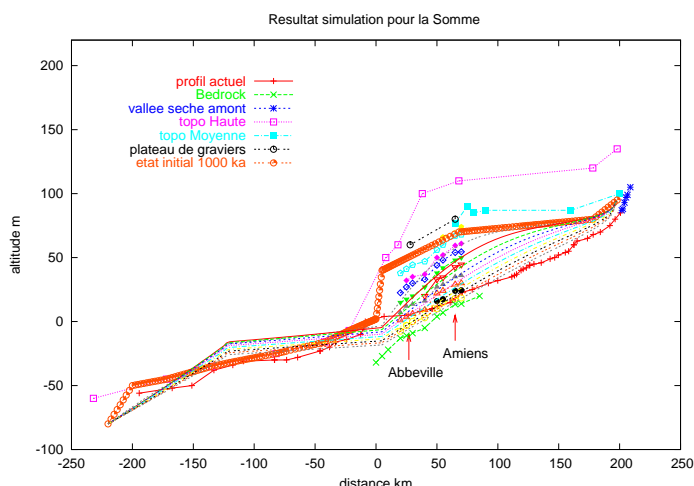


FIG. 5.22 – *Hypothèse 0 : Simulation des terrasses fluviales de la Somme sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection nul sur le dernier million d'années à partir d'un profil initial ayant l'aspect d'un plateau globalement parallèle au relief à proximité direct du fond de vallée. Les terrasses simulées ne sont pas compatibles avec les terrasses réelles. Les terrasses simulées les plus anciennes ont une pente plus importante que les terrasses réelles.*

5.4.4.2 Résultat de la simulation des terrasses

Comment était le profil longitudinal de la Somme il y a un million d'années ? S'agissait-il d'un profil déjà mature coulant dans une vallée encaissée où la Somme était-elle un fleuve qui commençait juste à couler sur un plateau crayeux quasi-horizontale ?

Nous avons considéré trois hypothèses sur l'état du profil initial.

hypothèse 0 :

Afin d'exclure dès le départ, l'hypothèse d'une absence de tectonique dans le bassin de Paris sur le dernier million d'années, nous avons testé l'hypothèse où le relief, il y a 1 Ma, était identique à un plateau d'aspect comparable au relief à proximité directe du fond de vallée.

En partant de cette hypothèse, on constate alors que les terrasses simulées ne permettent pas de reproduire l'agencement des terrasses réelles. En effet, les terrasses simulées les plus anciennes présentent une pente générale beaucoup plus importante que les terrasses réelles (fig. 5.22). De plus, l'érosion initiale simulée serait alors beaucoup plus rapide que le rythme réel, qui lui, en moyenne, est relativement constant sur le dernier million d'année pour la Somme (fig. 5.23).

1ere hypothèse :

Puisque l'hypothèse d'une genèse des terrasses de la Somme sans surrection tectonique peut être exclue, nous avons modélisé le cas d'une surrection de 60 m/Ma. Nous avons simulé la genèse des terrasses de la Somme en partant, dans un premier temps, d'un profil initial quasi-horizontale (fig. 5.24). Il est raisonnable de tester une telle hypothèse étant donné l'allure quasi-horizontale du relief non incisé environnant la Somme. Cette hypothèse équivaut à considérer que la Somme, il y a 1 million d'années, n'était pas à l'équilibre ou que ses conditions d'équilibre étaient différentes de celles rencontrées actuellement.

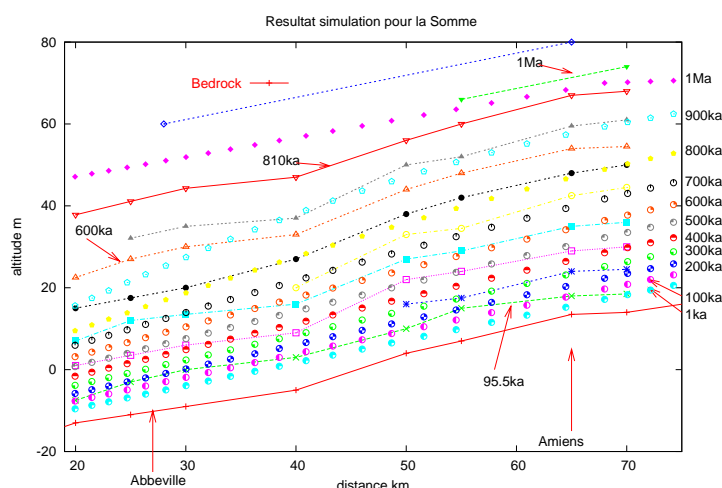


FIG. 5.23 – *Hypothèse 0 : Simulation des terrasses fluviales de la Somme sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection nul sur le dernier million d'années à partir d'un profil initial en forme de plateau. Les terrasses simulées ne sont pas compatibles avec les terrasses réelles. Les terrasses simulées les plus anciennes ont une vitesse d'incision plus importante que les terrasses réelles.*

L'évolution générale du profil est compatible avec la topographie environnante. En particulier, les terrasses fluviales simulées tendent à converger à l'amont (fig. 5.25). La terrasse simulée d'âge 200 ka est à proximité des terrasses d'âge 200 ka (nappe III et IV). Les terrasses simulées les plus récentes ont une pente plus importante que les terrasses simulées plus anciennes.

Les résultats de la simulation sont compatibles avec les âges des terrasses. Ainsi on constate, par exemple, que les terrasses simulées d'âge 800 et 900 ka se situent à proximité de la terrasse d'âge 810 ± 140 ka (fig. 5.25, pour les incertitudes sur les âges cf fig. 5.14). Les terrasses simulées ne sont pas distantes de plus de 5-6 mètres des terrasses réelles. Néanmoins, la pente générale des terrasses simulées est plus faible que pour les terrasses réelles surtout pour les terrasses les plus anciennes (fig. 5.26).

Afin de vérifier si d'autres profils longitudinaux sont capables de fournir des conditions initiales aptes à fournir des résultats de simulation réaliste, nous avons testé une seconde hypothèse : le profil initial est parallèle au profil de la Somme actuelle.

2eme hypothèse :

Nous avons donc considéré dans un second temps que le profil initial, il y a 1 million d'années, était parallèle au profil actuel (fig. 5.27). Cette hypothèse revient à supposer que la Somme, il y a 1 million d'années était déjà une rivière avec un profil proche de l'équilibre, comparable à l'actuel.

Les résultats obtenus donnent également une simulation compatible avec les terrasses réelles entre Abbeville et Amiens (fig. 5.28). Les différences entre terrasses simulées et terrasses réelles ne sont jamais supérieures à la dizaine de mètre. La pente générale des terrasses simulées est un peu plus faible que celle des terrasses réelles comme dans l'hypothèse précédente (fig. 5.29). Le résultat obtenu par la simulation pour les terrasses amont ne peut pas être confronté avec la réalité. En effet aucune donnée n'a été publiée sur le prolongement des terrasses fluviale dans la partie la plus amont de la

FIG. 5.24 – *Hypothèse 1 sur le profil initial : celui-ci est presque horizontal (trait épais), il est parallèle au relief non-incisée qui entoure la vallée de la Somme. Sont également représentés sur le graphique : les terrasses fluviales, le profil actuel et le relief non-incisé à proximité de la vallée de la Somme.*

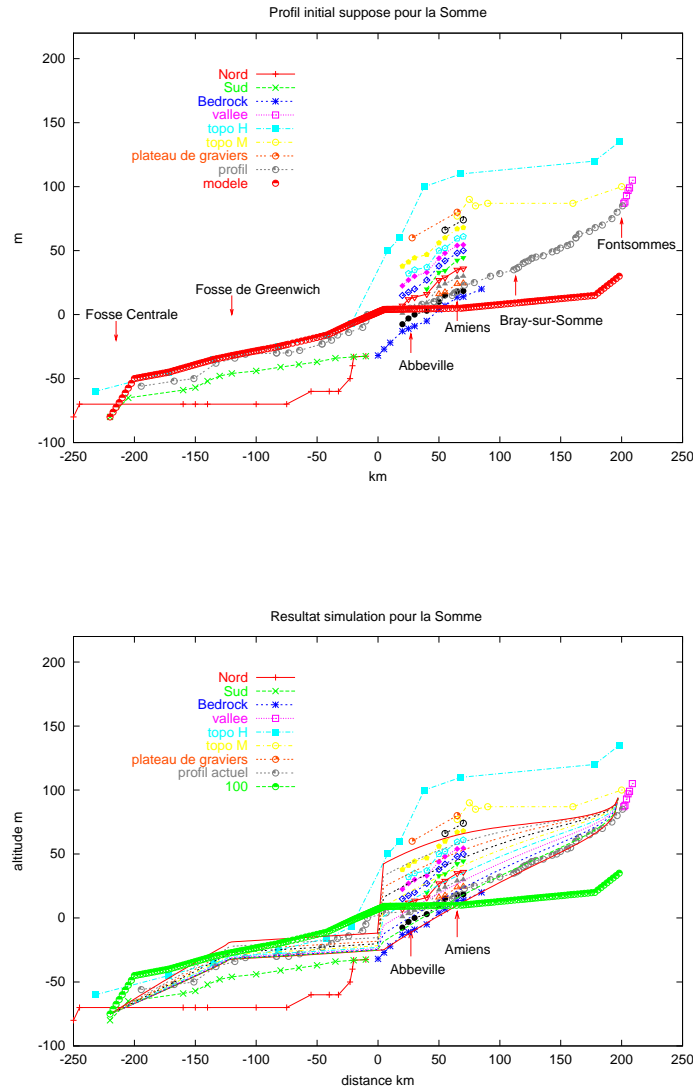


FIG. 5.25 – *Hypothèse 1 : Simulation des terrasses fluviales de la Somme sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection de 60 m par million d'années à partir d'un profil initial presque horizontal. Les terrasses simulées sont globalement compatibles avec les terrasses réelles.*

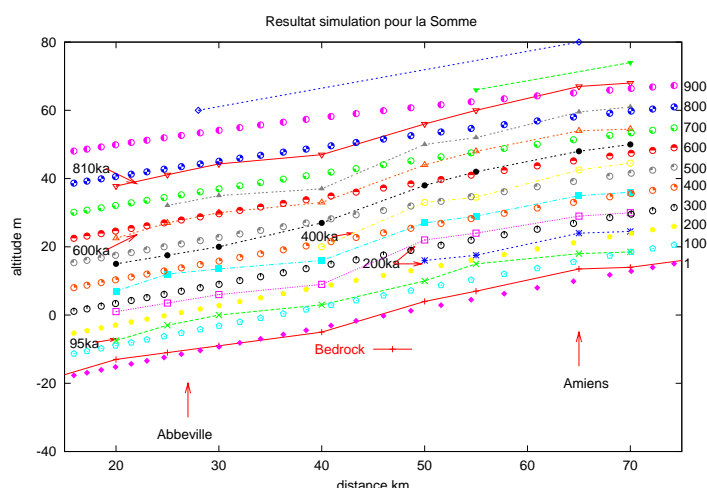


FIG. 5.26 – *Hypothèse 1 : Simulation des terrasses fluviales de la Somme sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection de 60 m par million d'années à partir d'un profil initial presque horizontal. Détail. La pente des terrasses simulée est légèrement plus faible que celle des terrasses réelles.*

Somme.

Ceci pose la question de la non-conservation des terrasses fluviales dans la partie amont. La conservation des terrasses fluviales est peut-être affectée par un changement de morphologie de la vallée de la Somme à l'amont d'Amiens. En effet dans la partie amont de la Somme, la vallée n'est plus aussi rectiligne que dans la zone où sont conservées les terrasses. Dans ce cas, l'absence de terrasses à l'amont pourrait être dû au remaniement de celles-ci d'un cycle climatique à l'autre. Toutefois à l'amont, la Somme est encaissée dans sa vallée (fig. 5.16), ce qui est simulé par le modèle.

5.4.4.3 Erosion et sédimentation en un point donné du profil

Les 2 simulations (hypothèse 1 et 2) permettent de reproduire le comportement des terrasses. Le modèle basé sur l'hypothèse 1 permet d'interpréter l'âge des terrasses de la Somme à Abbeville et à Amiens tout comme le modèle basé sur l'hypothèse 2 (fig. 5.30). Sur le long-terme celles-ci sont la conséquence du taux de surrection régionale. Sur le continent, comme attesté par l'encaissement des vallées, le système est essentiellement érosif.

Dans la zone actuellement submergée, la vitesse de sédimentation est fonction de la distance à la côte. Plus on se trouve proche de la côte, plus il y a de sédimentation (fig. 5.31). Les fluctuations sont essentiellement contrôlées par le facteur climatique. Le modèle met en évidence les très nombreuses fluctuations entre les phases d'érosion et de sédimentation, dans un contexte essentiellement aggradant (fig. 5.31). Ainsi si le climat contrôle les alternances des phases d'érosion et de sédimentation, l'évolution dans un contexte plutôt érosif ou aggradant, est déterminée pour une large part par la géométrie du système et donc par la tectonique.

A l'échelle du dernier cycle climatique la simulation met en évidence que l'âge de la nappe de fond (au dessus du bedrock) n'est pas contemporaine du dernier maximum glaciaire, mais plutôt compris

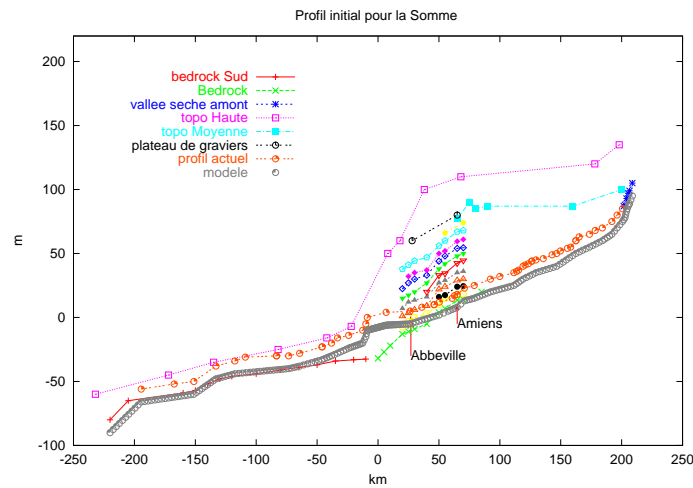


FIG. 5.27 – *Hypothèse 2* sur le profil initial : celui-ci est proche du profil actuel (trait épais). Sont également représentés sur le graphique : les terrasses fluviatiles, le profil actuel et le relief non -incisé entourant la vallée de la Somme.

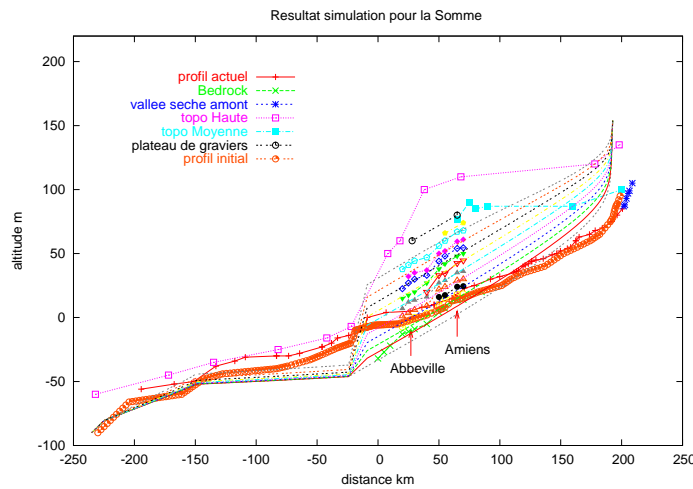


FIG. 5.28 – *Hypothèse 2* : Simulation des terrasses fluviatiles de la Somme sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection de 60 m par million d'années à partir d'un profil initial est proche de l'actuel.

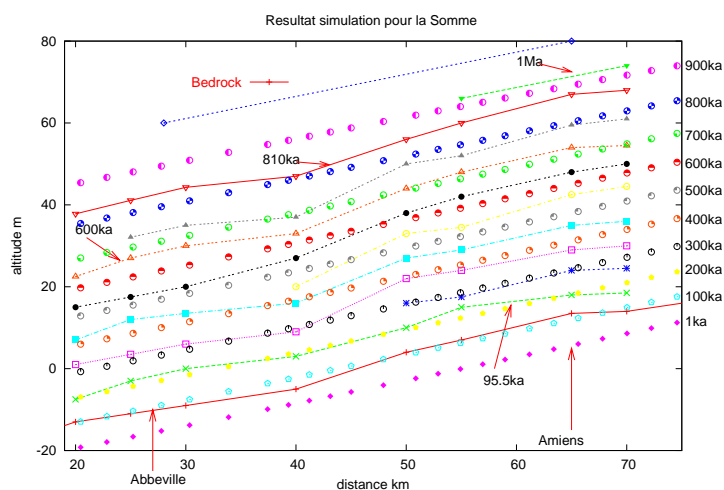


FIG. 5.29 – *Hypothèse 2 : Simulation des terrasses fluviales de la Somme sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection de 60 m par million d'années à partir d'un profil initial est proche de l'actuel. Détail. Les terrasses simulées ne sont pas incompatibles avec les terrasses réelles.*

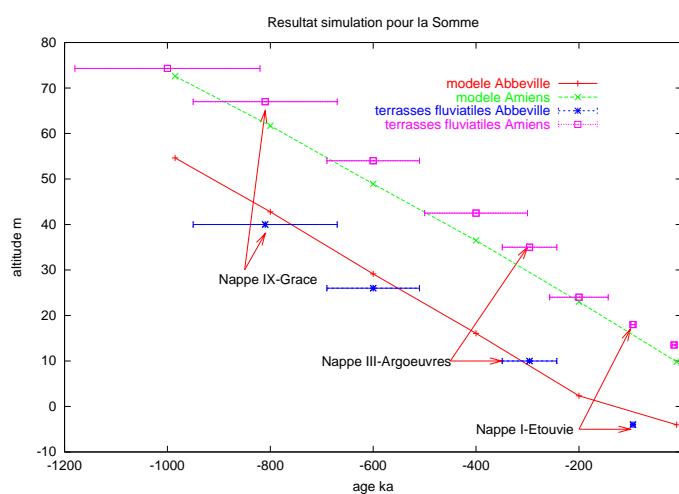


FIG. 5.30 – *Incision verticale long-terme de la Somme sur le dernier million d'années à Abbeville et à Amiens. L'incision verticale simulée par le modèle est calculée, ici, tous les 100ka.*

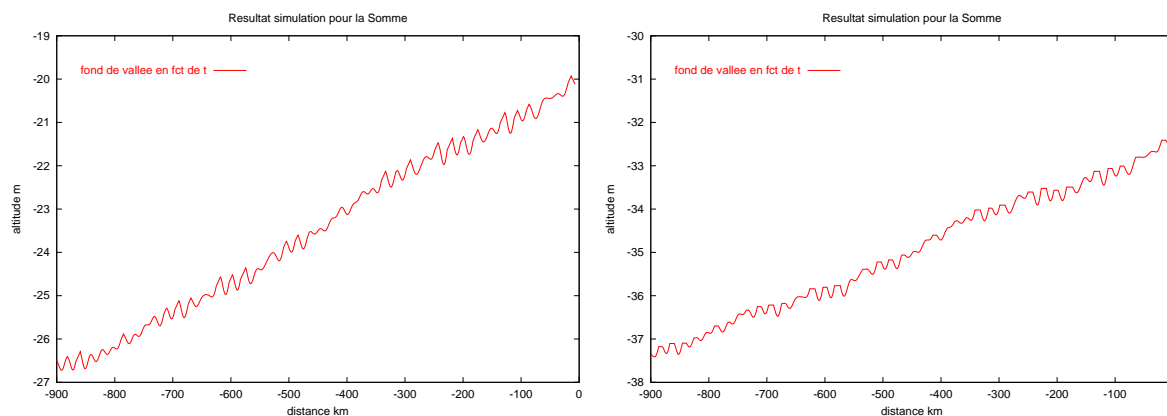


FIG. 5.31 – *Incision et aggradation verticale long-terme en mer (1) 5 km en aval de la côte actuelle, (2) 90 km plus en aval de la côte actuelle.*

entre 60 ka, et 40 ka (fig. 5.32).

5.4.4.4 Conclusion pour la Somme

Un taux de surrection de 60 m/Ma permet d'interpréter les terrasses fluviatiles de la Somme, même si localement des variations dans le temps et dans l'espace ont pu avoir lieu [183].

Considérer que le profil initial était quasi-horizontal, il y a 1 Ma, est compatible avec le comportement des terrasses réelles qui ont été répertoriées dans la moyenne Somme, tout comme l'hypothèse d'un profil initial proche du profil actuel. Cependant les deux simulations ne concordent pas sur le comportement amont de la Somme. Alors que dans l'hypothèse 1 les terrasses simulées convergent à l'amont, dans l'hypothèse 2 elles restent parallèles.

Les deux simulations reproduisent bien le fait que la vallée de la Somme est incisée également dans la partie amont. Il n'existe pas de données sur les terrasses dans la partie amont de la Somme.

L'âge de la nappe de fond simulée (bedrock) n'est pas contemporain du dernier maximum glaciaire, mais est antérieur à celui-ci. La simulation suggère que le maximum d'incision lors du dernier cycle glaciaire a pu se produire vers 60 ka ou 40 ka.

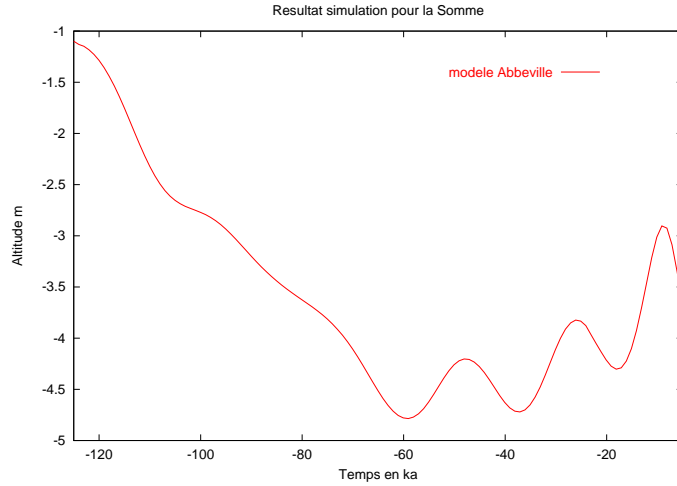


FIG. 5.32 – Simulation de l'incision et de la sédimentation de la Somme à Abbeville (25 km en amont de la côte actuelle) durant le dernier cycle climatique. Le maximum d'incision est antérieur au dernier maximum glaciaire.

5.5 La Seine

Les dimensions de la Seine font de ce fleuve l'un des principaux drain du bassin parisien. Il traverse celui-ci sur une importante surface. Sa dynamique est conditionnée par l'évolution du bassin de Paris.

Nous avons étudié les scénarii à la fois les plus probables et les plus simples. Pour le scénario temporel, nous avons utilisé le même que pour la Somme. Les deux fleuves étant proches géographiquement, il n'y a aucune raison que les conditions climatiques varient de façon significativement différente.

5.5.1 Les variations spatiales des paramètres hydrauliques

L'approche utilisée pour la Seine est la même que pour la Somme. Les données hydrologiques proviennent de la DIREN. Nous avons déterminé des relations pour décrire les variations spatiales des variables hydrauliques.

La relation entre le débit hydraulique (m^3/s) et l'aire du bassin versant (m^2) est (fig. 5.33 A) :

$$Q = 6.9504 \times 10^{-9} A_{\text{drainage}}$$

La relation entre la largeur du lit mineur w (m) et le débit de crue Q_c (m^3/s) est (fig. 5.33 B) :

$$w = 0.028713 Q_c^{0.716269}$$

La relation entre l'aire de drainage A_{drainage} (m^2) et la distance à la source x (m) est (fig. 5.34 A) :

$$A_{\text{drainage}} = 1019.07 x^{1.3846}$$

La régression linéaire du débit liquide par unité de largeur q en m^2/s obtenue pour la Seine est (fig. 5.34 B) :

$$q(x) = 0.0021717 x^{0.761665}$$

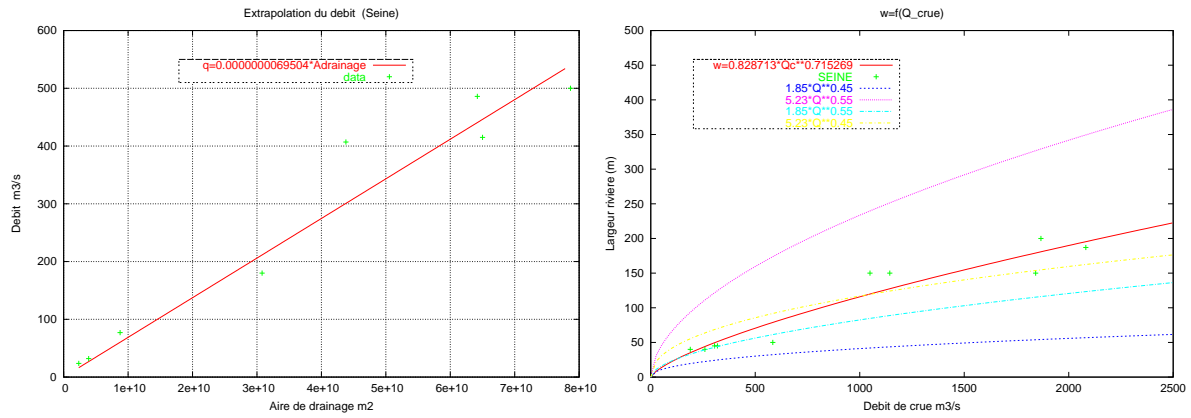


FIG. 5.33 – (A) Relation entre le débit et la taille du bassin versant pour la Seine. (B) Relation entre la largeur de la rivière et le débit de crue pour la Seine

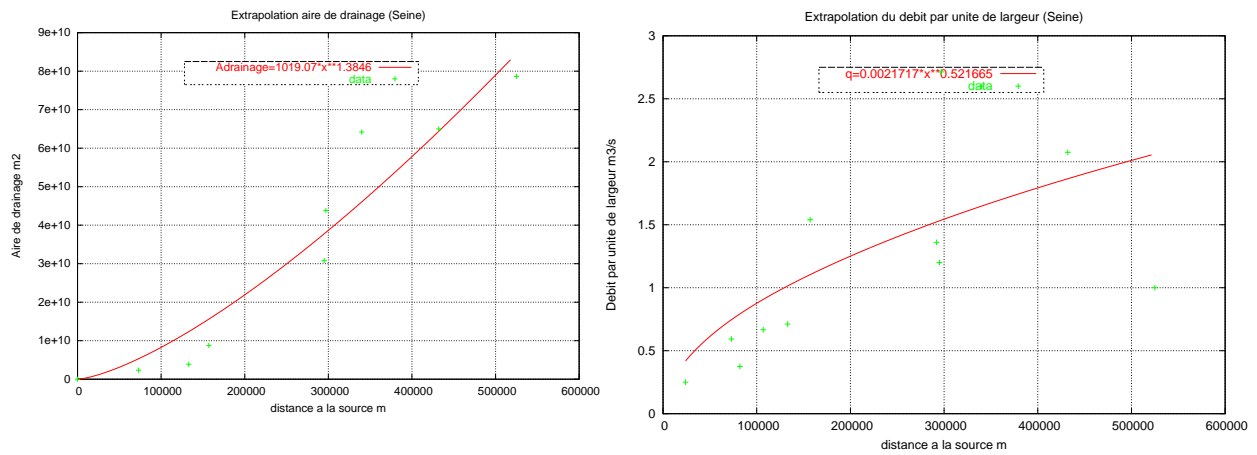


FIG. 5.34 – (A) Relation entre la taille du bassin versant (m^2) et la distance à la source (m) pour la Seine. (B) Relation entre le débit par unité de largeur (m^2/s) et l'abscisse curviligne pour la Seine (m).

Terrasses	Lautridou et al.(1999)	Antoine et al.(1998)	Bates (1993)	Alduc et al. (1979)
Rouen			2-4	Weichslelien
Tourville	12 à 6	6-8-10	6-7	6
Oissel	16 à 12	10-12	6-7	
St-Pierre-les-Elbeuf	22 à 18	12-14	6-7	8
Vernon	22à 18		10-12	

TAB. 5.1 – *Corrélations avec divers stades isotopiques des périodes froides proposées par différents auteurs pour l'attribution de certaines terrasses de la Seine.*

5.5.2 La paramétrisation de la déformation et de la lithologie

5.5.2.1 La tectonique

Afin de préciser le taux de surrection, nous avons simulé deux hypothèses différentes sur le taux de surrection. Nous avons supposé dans un premier temps que la Seine coule dans un milieu en surrection constante dans le temps et dans l'espace, avec un taux de surrection de 60 mètres par million d'années identique à celui de la Somme. Dans un second temps, nous avons supposé que le taux de surrection est de 90 mètres par million d'années.

5.5.2.2 La lithologie

Les variations de lithologie prises en compte sont celles des grandes limites entre les calcaires jurassiques (+Crétacé inférieur) et la craie du Crétacé supérieur ainsi que le Tertiaire (sauf l'Eocène et le Paléocène de la Manche). La lithologie composée des calcaires jurassiques et du crétacé inférieur a été considérée comme plus résistante à l'érosion fluviale que celle de la craie du Crétacé supérieur et du Tertiaire (sauf Eocène et Paléocène de la Manche). Les coefficients servant à simuler la lithologie sont $k_L=1000$ pour la craie du Crétacé supérieur et le Tertiaire et $k_L=300$ pour les calcaires du jurassique et le Crétacé inférieur.

5.5.3 Les terrasses

La Seine possède comme la Somme un système de terrasses fluviales étagées (*fig.5.35*). Certains auteurs [13][117] ont comparé le comportement sur plusieurs cycles climatiques de ces deux fleuves (Seine et Somme) se jetant tous les deux dans la Manche. Selon ces auteurs la Somme et la Seine ne se comportent pas de la même façon. Par exemple, selon cette interprétation, l'incision du substratum intervient plusieurs fois dans chaque période glaciaire froide en Seine moyenne (terrasses des environs de Mantes), une fois à chaque période en vallée de Somme et seulement lors des plus grands abaissements marins dans la partie aval de la Seine.

D'après l'interprétation proposée par ces auteurs, le climat est le principal facteur de l'érosion et de la sédimentation dans la vallée de la Somme et en Seine moyenne. En basse Seine, où la commande climatique joue également : seuls les niveaux marins les plus déprimés, qui n'ont été atteints qu'à certaines des périodes froides du Pléistocène moyen et supérieur, réussissent à provoquer l'érosion régressive qui crée les terrasses fluviales observées dans ce secteur [117].

Cependant cette interprétation est donnée sur la base de datations assez mal contraintes (*Tableau 5.1*), en ce qui concerne la Seine. Cette interprétation demande donc à être réexaminée.

Une synthèse des arguments qui ont servi à déterminer les âges a conduit à proposer une nouvelle chronologie pour les terrasses de la Seine (*Tableau 5.2*). Plusieurs terrasses semblent n'avoir pas été

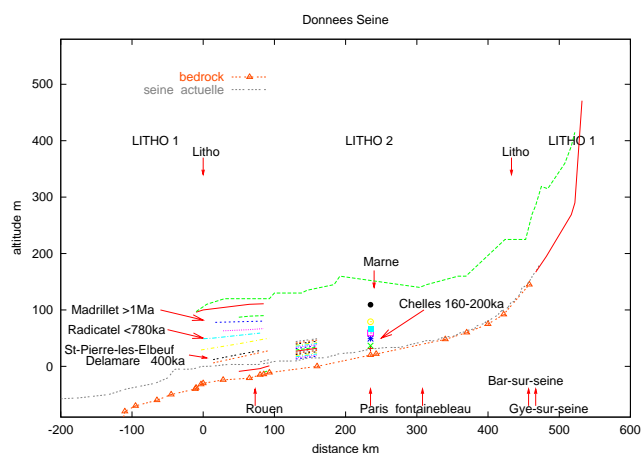


FIG. 5.35 – Données sur les terrasses fluviales de la Seine. Bedrock (Auffret et al., 1980 ;), terrasses fluviales (Lecolle, 1990 ; Lefebvre 1994, Antoine et al. 2000).

Terrasses	Age proposé pour l'incision
Rouen	stade 2-4
Tourville	stade 10
Oissel	
St-Pierre-les-Elbeuf/Vernon	stade 12
Berville	
Radicatel	
Bardouville	> 780ky (polarité magnétique)
Madrillet	1Ma < age < 1.75Ma (augites)
Nappe sommitale	
Plateau de craie	début Tertiaire

TAB. 5.2 – Ages proposés pour les terrasses de la Seine d'après la synthèse bibliographique (Rapport ANDRA C RP 0ARM.03.001.1, Cojan I., Stab O., J. Gargani)

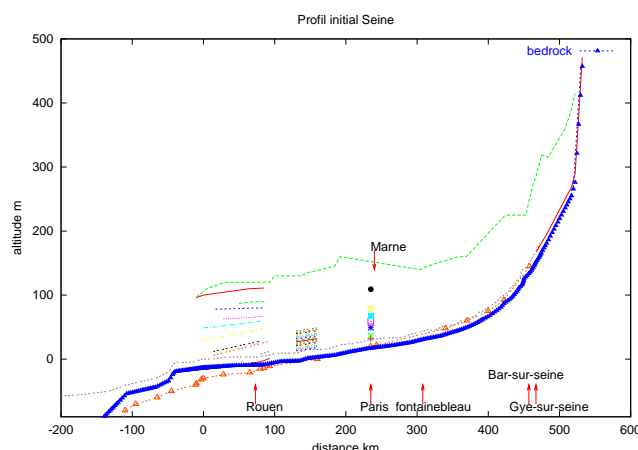


FIG. 5.36 – *Etat initial supposé pour la Seine, de la forme du profil actuel de la Seine. Sont représentés également : les terrasses fluviales, la nappe de fond (bedrock) et le relief non-incisé à proximité de la vallée de la Seine.*

prises en compte dans l'interprétation précédente. De plus l'âge des terrasses réexaminées est plus jeune que celui qui avait été utilisé pour faire les interprétations sur le fonctionnement aval de la Seine [117]. Toutefois les âges n'étant pas bien déterminés, il existe encore beaucoup d'incertitude pour proposer une interprétation précise.

5.5.4 Les résultats

Contrairement à la Somme, aussi bien le profil actuel de la Seine que le relief à proximité ont un aspect concave assez prononcé. Leur courbure étant voisine, les conséquences qui résultent du choix de l'une ou de l'autre n'influenceront que peut la simulation de la dynamique fluviale surtout au regard du déficit d'information sur l'âge des terrasses (pour faire des comparaisons précises). L'état initial du profil longitudinal de la Seine il y a un million d'années est considéré comme parallèle au profil actuel (fig. 5.36).

Dans le cas de l'hypothèse où la surrection tectonique est de 60 m/Ma, les résultats du modèle ne permettent pas d'interpréter l'âge des terrasses (fig. 5.37 et fig. 5.38). En effet les terrasses de Bardouville et Madrillet (3ème terrasse en partant du haut), respectivement d'âge supérieur à 780 ka et d'âge inférieur à 780 ka, sont situées bien plus haut que ne peut le simuler le modèle. Ceci nous conduit à tester une surrection plus importante durant le dernier million d'années.

En revanche une tectonique de 90 m/Ma est bien plus compatible avec les âges estimés pour les terrasses. Avec cette hypothèse on parvient à interpréter les terrasses de Madrillet, de Bardouville, de St-Pierre-les-Elbeuf et de Rouen dans la partie aval de la Seine (fig. 5.39 et fig. 5.40). Ces simulations sont également compatibles avec les âges des terrasses à Paris (Nappe de Chelles). Etant donnée les incertitudes sur les datations, il est toutefois possible d'envisager une hypothèse plus basse comprise entre 75 et 90 m/Ma

5.5.5 Conclusion pour la Seine

Bien que de nombreuses terrasses aient été répertoriées, les datations sont peu nombreuses. Il est donc difficile d'affirmer sur la base des données dont nous disposons, que nous pouvons accréditer un scénario précis. Toutefois, une surrection moyenne de 90 m/Ma est plus compatible avec l'âge des

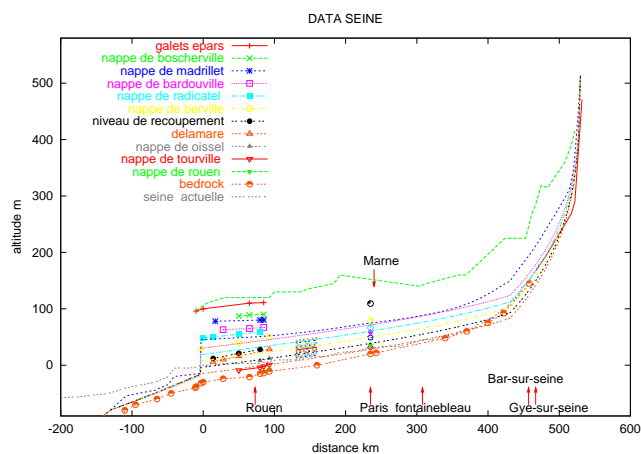


FIG. 5.37 – Simulation des terrasses fluviales de la Seine sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection de 60 m par million d'années et un profil initial dont la concavité est similaire à celle du profil actuel. L'allure générale des profils simulés est compatible avec le relief environnant.

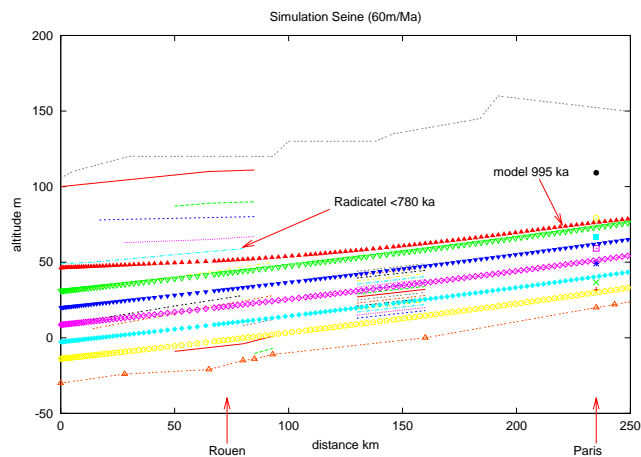


FIG. 5.38 – Simulation des terrasses fluviales de la Seine sur un million d'années en considérant un taux de surrection de 60 m par million d'années. Détail. Les terrasses simulées sont trop basses par rapport à ce qu'elles devraient être.

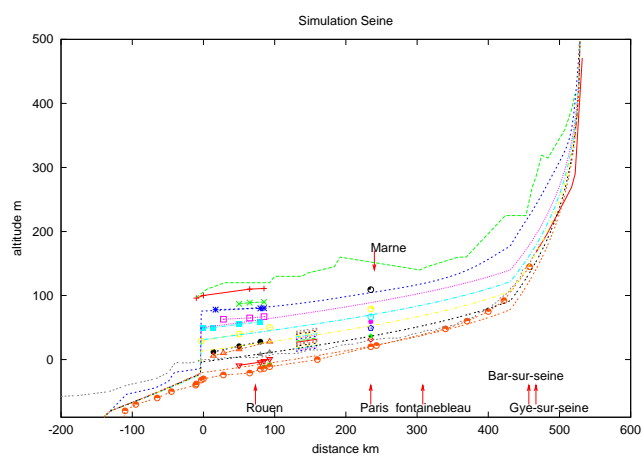


FIG. 5.39 – Simulation des terrasses fluviales de la Seine sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection de 90 m par million d'années. L'allure générale des terrasses simulées est compatible avec le relief environnant.

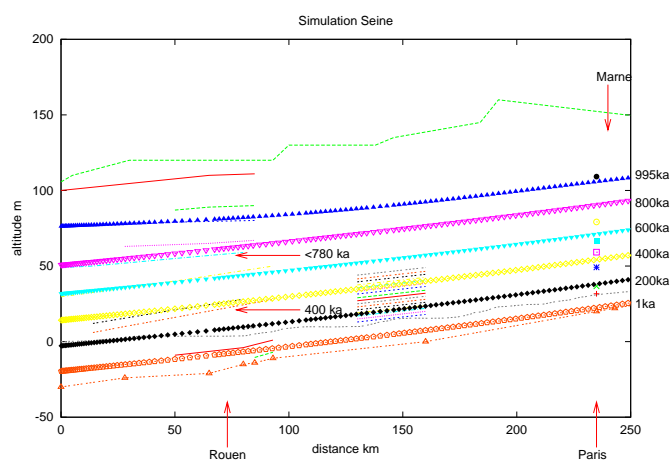


FIG. 5.40 – Simulation des terrasses fluviales de la Seine sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection de 90 m par million d'années. Détail. Les terrasses simulées sont compatibles avec les terrasses réelles.

terrasses qu'une surrection de 60 m/Ma. Elle permet de reproduire de façon assez réaliste la pente et l'augmentation de la pente des terrasses dans la partie aval. Cette conclusion étant très fortement liée avec l'âge des terrasses, il apparaît fondamental de procéder à de nouvelles datations de celles-ci. Une estimation de 75 à 90 m de surrection sur le dernier million d'années est envisageable.

La vallée de la Seine avait un profil concave proche de celui qu'elle a actuellement, il y a un million d'années. La forme concave du profil est due non seulement à la variation spatiale du débit hydraulique, mais aussi au changement de lithologie (cf aussi l'influence individuelle de la variation spatiale du débit et d'un changement de lithologie sur les figures 4.14 et 4.16). Sans ce dernier, on ne pourrait expliquer le brusque changement de pente entre Troyes (35 km environ en aval de Bar-sur-seine) et Bar-sur-Seine.

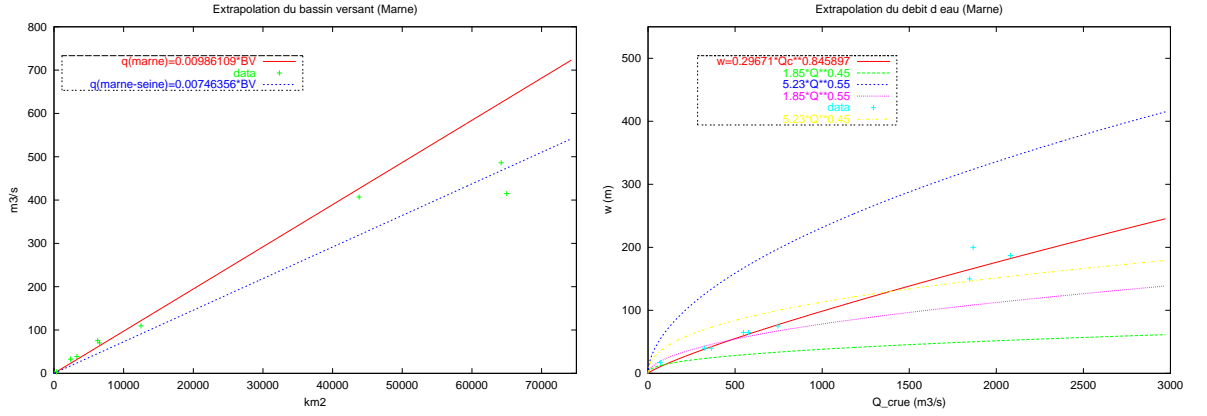


FIG. 5.41 – (A) Relation entre le débit et la taille du bassin versant pour la Marne. (B) Relation entre la largeur de la rivière et le débit de crue pour la Marne.

5.6 La Marne

La Marne est un affluent majeur de la Seine. Au cours du Quaternaire, lors de l'un des derniers cycles climatiques (vers le Saalien), la Marne a capturé les rivières Saulx et l'Ornain, qui coulaient auparavant plus vers le nord.

5.6.1 Les variations spatiales des paramètres hydrauliques

Nous avons procédé pour la Marne comme nous l'avions fait auparavant pour la Somme et la Seine. Cependant comme la Marne dépend des variations aval (en terme de variation de niveau marin, de rupture de pente, d'érosion régressive...), nous avons prit en compte les données hydrauliques de la Seine. En d'autres termes, nous avons considéré la Marne comme un fleuve pour le calcul des paramètres hydrauliques. Nous avons dans un premier temps procédé à la détermination de la variation spatiale des paramètres hydrauliques (fig. 5.41 et fig. 5.42).

La relation entre le débit hydraulique Q (m^3/s) et l'aire du bassin versant $A_{drainage}$ (m^2) en tenant compte des données de la Marne mais aussi de la Seine est (fig. 5.41 A) :

$$Q_{marne+seine} = 0.00748356 \times 10^{-6} A_{drainage}$$

La relation entre la largeur du lit mineur w (m) et le débit de crue Q_c (m^3/s) en tenant compte des données de la Marne et la Seine est (fig. 5.41 B) :

$$w_{marne+seine} = 0.29671 Q_c^{0.845897}$$

La relation entre l'aire de drainage (m^2) et la distance à la source (m) en tenant compte des données de la Marne et de la Seine est (fig. 5.42 A) :

$$A_{drainage} = 0.20332 x^{2.03071}$$

La relation entre le débit par unité de largeur q (m^2/s) et la distance à la source pour la Marne (en tenant compte de la Seine) est (fig. 5.42 B) :

$$q_{marne+seine} = 0.000568046 x^{0.641153}$$

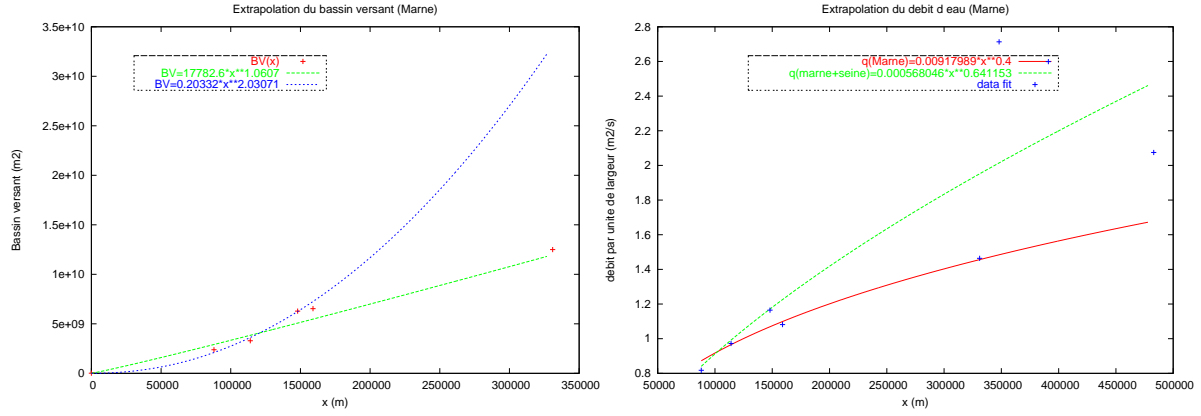


FIG. 5.42 – (A) Relation entre la taille du bassin versant et la distance à la source pour la Marne. (B) Relation entre le débit par unité de largeur (m^2/s) et l'abscisse curviligne pour la Marne (m).

Etant donné que la Marne a capturé la Saulx et l'Ornain, nous avons calculé également le débit par unité de largeur *ante-capture* en fonction de la distance à la source :

$$q_{marne+seine} = 0.00005509x^{0.810231}$$

5.6.2 Les terrasses

Pour la Marne, il existe moins de datations que pour la Somme et la Seine. Ces terrasses ont été répertoriées par D. Harmand, S. Jaillet et O. Lejeune [100] (*fig. 5.43*). La terrasse Ma3 a été datée par la méthode ESR à 154 ± 16 ka et 77 ± 7 ka [56]. La terrasse Ma2 a elle été datée à 93 ± 9 ka. Les corrélations entre les terrasses ne sont cependant pas dépourvues d'ambiguïtés. La capture de la Saulx et de l'Ornain par la Marne s'est produite postérieurement à la terrasse Ma3 et antérieurement à la terrasse Ma2. Cette capture pourrait être attribuée au Saalien (données Ornain).

5.6.3 Paramétrisation des déformations et de la lithologie

En raison de sa proximité avec la Seine, nous avons simulé une tectonique de 90 m/Ma pour la Marne. Pour la lithologie, nous avons simulé un changement de substrat entre Vitry-le-François et Saint-Dizier. A l'amont le paramètre décrivant la lithologie est $k_L=300$, en aval il est pris comme étant $k_L=1000$, de façon à être homogène avec la Seine et la Somme.

Comme pour la Seine, nous sommes partis d'un profil initial avec une concavité identique à celle du profil longitudinal actuel, considérant que celui-ci est dans un état d'équilibre dynamique (*fig. 5.44*).

5.6.4 Résultats

Dans un premier temps nous n'avons pas pris en compte la capture des rivières Saulx et Ornain pour le calcul des paramètres hydrauliques. La simulation ne permet pas d'interpréter les terrasses de la Marne (*fig. 5.45*). En effet malgré le faible nombre de terrasses datées, les terrasses simulées ne se corrélaient pas avec les terrasses réelles (*fig. 5.46*).

Nous avons alors tenté de prendre en compte la capture de la Saulx et de l'Ornain. Nous avons considéré que celle-ci s'était produite entre 200 et 120 ka (entre la terrasse Ma3 et la terrasse Ma2).

FIG. 5.43 – Les terrasses fluviales de la Marne (d'après [100]).

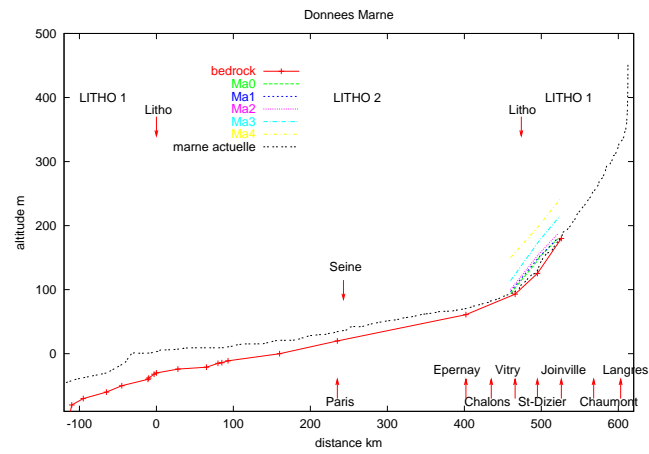
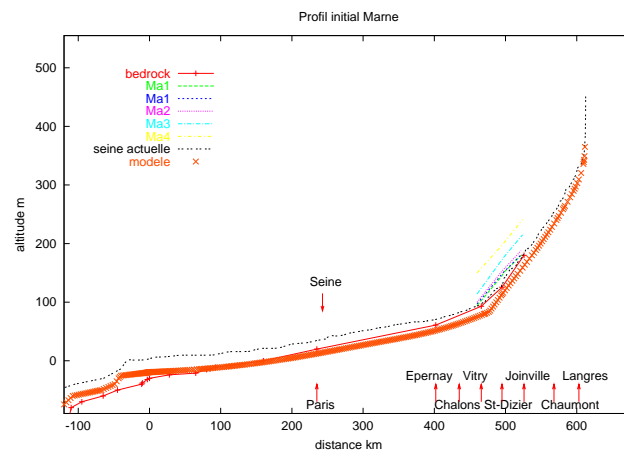


FIG. 5.44 – Simulation des terrasses fluviales de la Marne sur 1 million d'années en considérant un taux de surrection de 90 par million d'années et un profil initial dont la concavité est identique au profil actuel.



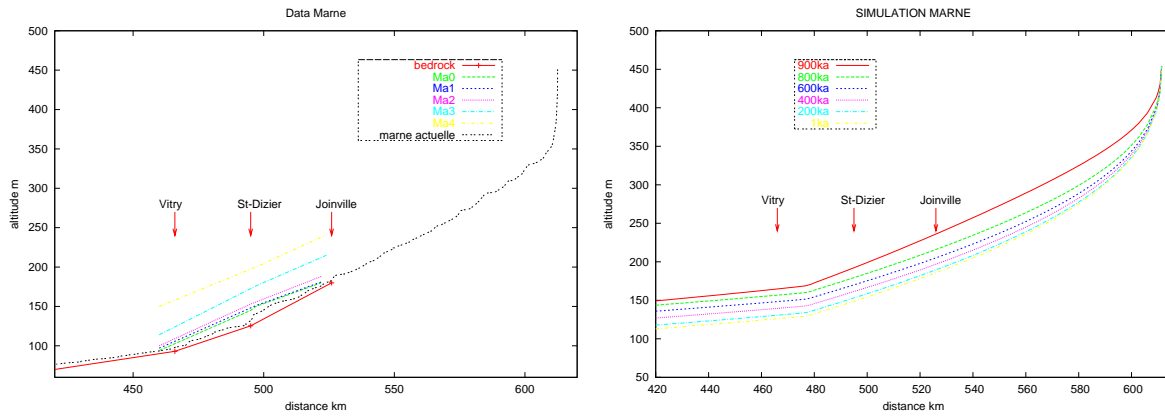


FIG. 5.45 – Comparaison entre les terrasses d'âge inférieur ou égal à 1 million d'années (à gauche) et le modèle (à droite) dans l'hypothèse d'une surrection de 90 m/Ma. La capture de la Saulx et de l'Ornain n'est pas prise en compte.

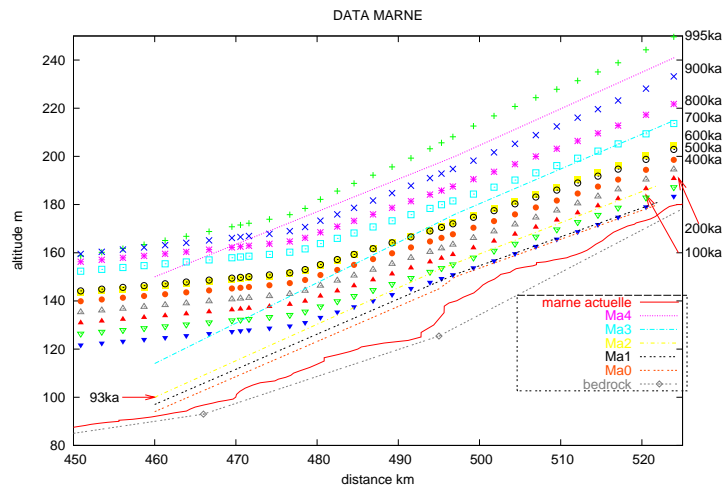


FIG. 5.46 – Comparaison entre les terrasses simulées et les terrasses réelles. La capture de la Saulx et de l'Ornain n'est pas prise en compte. Les terrasses simulées ne permettent pas d'interpréter les terrasses réelles.

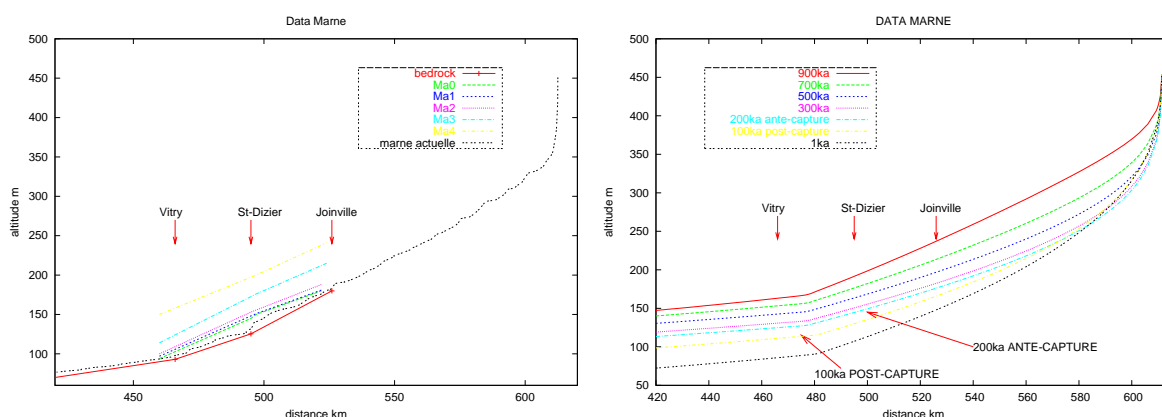


FIG. 5.47 — Comparaison entre les terrasses d'âge inférieur ou égal à 1 million d'années (à gauche) et le modèle (à droite) dans l'hypothèse d'une surrection de 90 m/Ma. La capture de la Saulx et de l'Ornain est prise en compte. La capture augmente le rythme d'incision. Dans la partie la plus en amont, la modification de la répartition spatiale du débit conduit à l'augmentation de la concavité.

Il faut alors tenir compte de la modification spatiale des paramètres hydrauliques pour simuler la période ante-capture. Durant cette période, la Saulx et l'Ornain n'apportaient pas leur contribution à la Marne : les variations spatiales des paramètres hydrauliques étaient donc différentes de celles de l'actuel.

En partant de cette hypothèse et en considérant tous les autres paramètres égaux par ailleurs à la première simulation, le modèle met en évidence une augmentation de l'érosion dans la zone entre Vitry et Joinville durant la période post-capture (fig. 5.47). La prise en compte de la capture augmente la concavité du profil simulé, par le biais de la modification de la variation spatiale du débit. En effet, la modification de la variation spatiale du débit change le profil d'équilibre.

Néanmoins la simulation ne permet pas d'interpréter l'allure des terrasses réelles. Les terrasses simulées sont bien plus concaves que ne le sont les terrasses réelles (fig. 5.48).

5.6.5 Conclusion

La prise en compte d'un changement de régime hydraulique, provoqué par une capture, influence l'agencement des terrasses fluviales.

Toutefois, le modèle ne semble pas permettre d'interpréter les terrasses de la Marne. Plusieurs facteurs peuvent expliquer ce résultat : Outre l'impossibilité de caler le modèle sur les terrasses réelles du fait de la rareté des datations, il faut signaler également la difficulté pour corréliser spatialement les terrasses réelles entre elles. Celles-ci sont d'ailleurs encore l'objet d'études en cours. La concavité des terrasses simulées est en contradiction avec l'actuelle corrélations spatiales entre les terrasses réelles. Enfin, nous avons considéré que l'évolution de la Marne est indépendante de celle du fleuve Seine (c'est-à-dire indépendante de l'influence que peut avoir la partie de la Seine en amont de Paris sur l'évolution de la partie aval), ce qui pourrait aussi expliquer les difficultés du modèle à simuler les terrasses de la Marne.

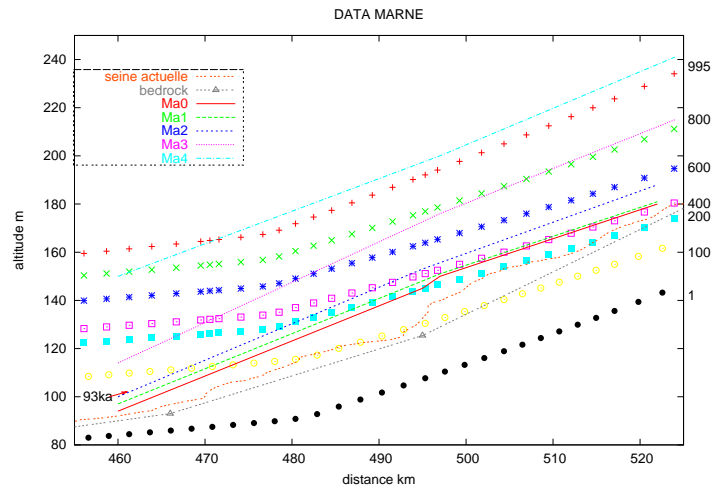


FIG. 5.48 – Comparaison entre les terrasses simulées et les terrasses réelles. La capture de la Saulx et de l'Ornain est prise en compte. Elle est simulée comme ayant eu lieu vers 120ka. La capture de la Saulx et de l'Ornain augmente le taux d'incision. Cependant, les terrasses simulées ne permettent pas d'interpréter les terrasses réelles.

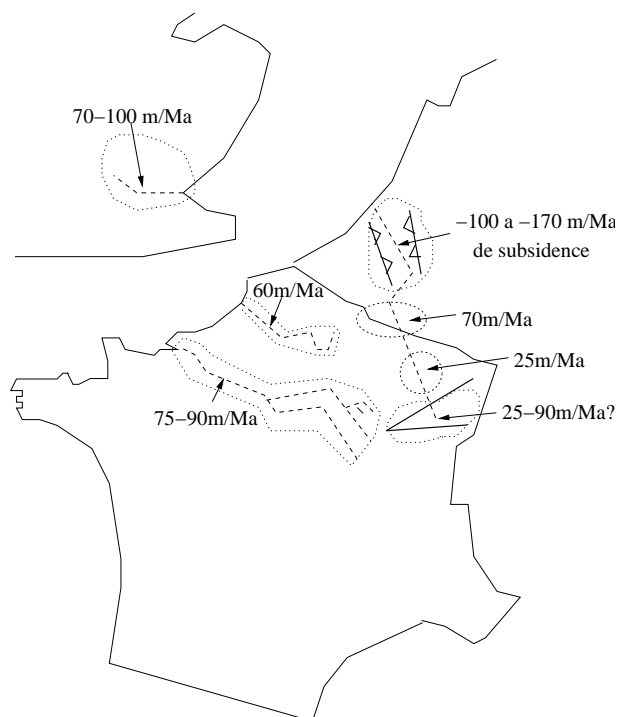


FIG. 5.49 – Carte synthétique de la tectonique du Bassin parisien sur le dernier million d'années. Pour la Somme le taux de surrection est d'environ 60 m sur le dernier million d'années (résultat compatible avec le taux proposé par Antoine et al. [13]); pour la Seine, la surrection est d'environ 90 m sur le dernier million d'années (estimation supérieur à celle proposée précédemment par Antoine et al.) ; la subsidence est supérieure à 100 m/Ma pour le Rhoer Graben [172] ; la surrection est d'environ 70 m/Ma pour les Ardennes (plus importante au NE et avec une diminution vers l'Ouest et le Sud) [172] ; Au sud des Ardennes, par contre la subsidence n'est plus que d'une vingtaine de mètres par million d'années [172] et aussi figure (5.4 A). Pour la Tamise la surrection est d'environ 70 à 100 m sur le dernier million d'années [124] (les auteurs distinguent trois phases de tectonique). Les variations dans le temps au cours du dernier million d'années ont été négligées. Qu'en est-il pour la zone du triangle Lorrain qui devrait accomoder une partie de la déformation entre les vallées de la Seine et de la Marne d'un coté et la zone au sud des Ardennes de l'autre ?

Conclusions

L'incision du Bassin de Paris est contrôlée principalement par la tectonique. La déstabilisation du profil longitudinal des fleuves est rééquilibrée à chaque phase d'érosion majeure, lors de la période début-glaciaire de chaque cycle climatique. Le maximum d'incision sur le dernier cycle climatique est entre 60 et 40 ka. La surrection du bassin parisien n'est pas homogène. Toutefois la déformation générale du bassin est de l'ordre de 60-90 m de surrection sur le dernier million d'années (fig. 5.49).

Chapitre 6

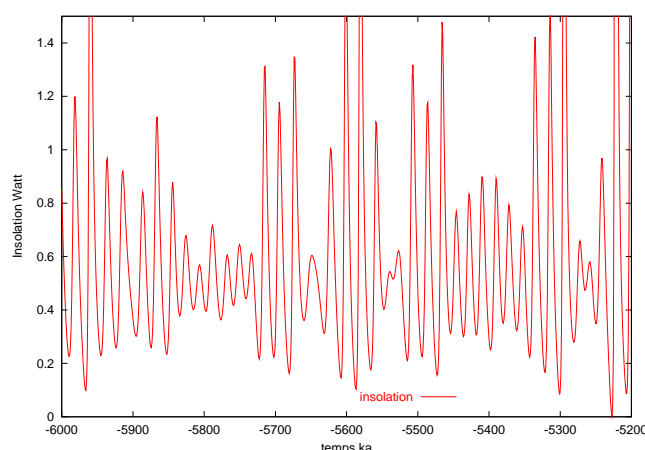
Application au cas des fortes érosions : la crise messinienne.

Nous étudions l'impact des fortes érosions sur la structure du profil longitudinal des fleuves dans le cas du Rhône, de la Durance et du Nil. Nous reconstruisons le profil longitudinal du Rhône tel qu'il devait être juste après l'érosion messinienne en tenant compte des déformations post-messinienne. A partir des sections de vallée, nous calculons les déformations messiniennes associées à l'érosion. Nous tenons compte également de la disparition de la charge en eau de la mer Méditerranée pour la reconstruction du profil longitudinal des fleuves. Le comblement plio-quatenaire de la vallée du Rhône a été pris en compte. En considérant ces éléments, nous avons pu étudier le travail de l'érosion fluviale proprement dit, expurgé des mécanismes associés à la fois à l'abaissement du niveau de base de la mer Méditerranée et au couplage entre érosion et isostasie flexurale. Enfin, afin de discriminer entre les conséquences d'un scénario complexe (polyphasé) d'abaissement de la mer Méditerranée et celles d'un processus incluant la réponse isostatique, nous proposons une méthode basée sur l'analyse conjointe des profils longitudinaux des paléo-fleuves messiniens. Ceci offre également la possibilité de mieux contraindre la valeur de la rigidité flexurale et les propriétés de la lithosphère.

Au Miocène terminal, la fermeture progressive des communications avec l'Océan Atlantique au niveau du détroit de Gibraltar est à l'origine de la Crise de Salinité Messinienne [96].

La conjonction de causes tectoniques et climatiques pourrait être à l'origine de la restriction des échanges entre l'Atlantique et la Méditerranée. En effet, en plus de la surrection des détroits dans un contexte transpressif, deux événements froids de brèves durées, datés à 5.9 Ma et à 5.5 Ma ont été mis en évidence et coïncident avec le début de deux phases évaporitiques [26]. Au cours de ces phases de refroidissement les variations eustatiques ont été de l'ordre d'une cinquantaine de mètres (travaux du groupe Géoprospective cités dans [26]), voir plus (*fig. 6.2*), ce qui a pu provoquer un isolement de la Méditerranée de l'Atlantique durant cette période.

Deux modèles principaux ont été envisagés pour décrire la crise de salinité messinienne. Le modèle "deep basin-shallow water model" de Hsü [96] qui considère un bassin profond et une tranche d'eau peu profonde et le modèle "shallow basin-shallow water model" de Nesteroff (1973) qui indique un bassin peu profond et une faible tranche d'eau. Ce deuxième modèle est maintenant réfuté.

FIG. 6.1 – *Insolation lors de la crise messinienne [31].*

En effet, la simulation d'un abaissement du niveau marin d'une centaine de mètres, proche des fluctuations eustatiques mondiales (*fig. 2.4*), ne permet pas de générer une érosion fluviale très importante à elle seule. En particulier, la courbe d'insolation (*fig. 6.1*) ne peut être utilisée pour simuler les variations du niveau de la mer Méditerranée durant cette période.

En fait, durant la crise messinienne, un abaissement important du niveau de la mer Méditerranée s'est produit, estimé entre 500 et 1000 mètres [127] [66], à 1500 mètres [157], à 2500 mètres par plusieurs auteurs [119] [153] [50] ou à 3000 mètres [125].

Cela a provoqué une incision des vallées des principaux fleuves s'y jetant (Nil, Rhône,...) [47] [22] [50]. La durée exacte de cette chute, son ampleur et le déroulement précis de l'évènement ont été l'objet de controverses.

Cet évènement de courte durée a profondément modifié la sédimentation sur les marges. Une partie des sédiments issus de l'érosion s'est accumulée aux débouchés des vallées messiniennes. La réduction des apports d'eau de l'atlantique vers la Méditerranée et l'enrichissement progressif en sel du bassin a provoqué l'enregistrement dans les sédiments d'un niveau d'évaporites dont l'âge sert à déterminer la chronologie de la crise [26].

La durée de la crise de salinité messinienne est estimée suivant les auteurs entre 5.96 ± 0.02 et 5.33 millions d'années [108] (l'isolation totale de la Méditerranée avec l'océan Atlantique s'opérant il y a 5.59 millions d'années), ou entre 5.8 - 5.35 millions d'années [25] [26].

Selon Beaudoin et al. [25], l'abaissement de la mer Méditerranée s'est produit en deux phases. Durant la première, le niveau de la Méditerranée est descendu de 400 mètres, puis au cours du second abaissement, qui a duré environ 150 ka, l'abaissement a été supérieur à 1000 mètres.

Enfin la remise en eau du bassin à la fin de la crise, au Pliocène inférieur, pourrait avoir eu lieu de façon brutale [27] ou en plusieurs milliers d'années [131].

L'ampleur de l'incision et la chronologie relativement bien établie de l'abaissement de la Méditerranée font de la crise de salinité messinienne un exemple unique pour comprendre les fortes érosions. Cependant l'ampleur de l'abaissement de la Méditerranée demande à être précisée. Y a-t-il eu une ou plusieurs chutes du niveau marin? Quelles ont été les conséquences de la crise Messinienne sur les déformations?

Pour quantifier à la fois l'incision et les déformations messiniennes le long des principaux fleuves, il faut prendre en considération les principaux facteurs ayant influencé l'évolution de la topographie depuis le début de la crise messinienne (*fig. 6.3*). Il faut tenir compte (1) des déformations post-

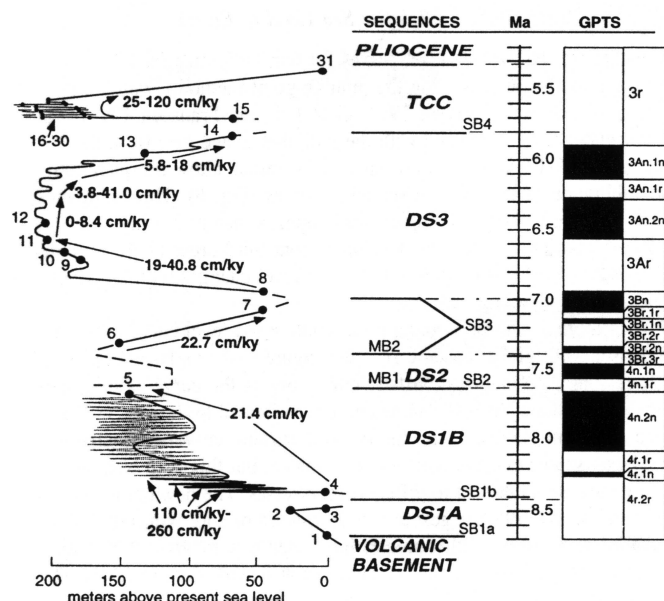


FIG. 6.2 – Variations eustatiques en Méditerranée durant le Messinien et le Tortonien (Fransseen *et al.*, 1998).

messiniennes qui ont affecté le paléo-profil messinien : il faut ainsi considérer l'influence de la tectonique Plio-quadernaire, y compris la subsidence provoquée par le remplissage Pliocène des vallées incisées, (2) de l'effet de l'isostasie provoqué par l'érosion importante, (3) de l'effet du rebond isostatique provoqué par la baisse considérable du niveau de la mer Méditerranée.

6.1 Le Rhône Messinien

6.1.1 Les déformations post-messiniennes et le profil du Rhône Messinien

Pour analyser les conséquences de la compensation isostatique sur la vallée messinienne du Rhône, nous avons synthétisé les déformations post-messiniennes le long de la vallée du Rhône sur la base du travail de Mandier [126]. Ce dernier estime que la surrection post-messinienne est d'environ 225 m dans la partie amont de la vallée du Rhône (au nord de Pierrelatte) [126]. L'incision de la vallée du Rhône dans la région de Pierrelatte par l'analyse des terrasses fluviales quadernaire donne une estimation de 15-20 m depuis le Riss récent [126], soit une surrection de 120-160 m/Ma par extrapolation. Cependant à Saint-Désirat, Clauzon *et al.* [51] ont estimé une surrection plus faible comprise entre 80 et 130 m. Plus à l'aval, dans la région comprise entre la faille des Cévennes et la faille de Nîmes, la surrection post-messinienne aurait été d'environ 145 m [126]. Elle est estimée à 190 m par Clauzon et Mocochain [32]. Enfin au niveau de la faille de Nîmes, une surrection de 40 m maximum s'est produite [157]. Pour la partie aval du Rhône aucune quantification précise de la déformation n'existe. Clauzon [50] écarte l'éventualité d'un rejeu tectonique post-messinien. Les failles n'ont pas été actives depuis le Pliocène inférieur dans le Golfe du Lion [128]. Cependant la subsidence du Golfe du Lion est admise [174] [105]. Elle serait en partie due à la charge sédimentaire [121].

Les déformations verticales sont schématisées sur la figure 6.5. Le profil longitudinal du Rhône

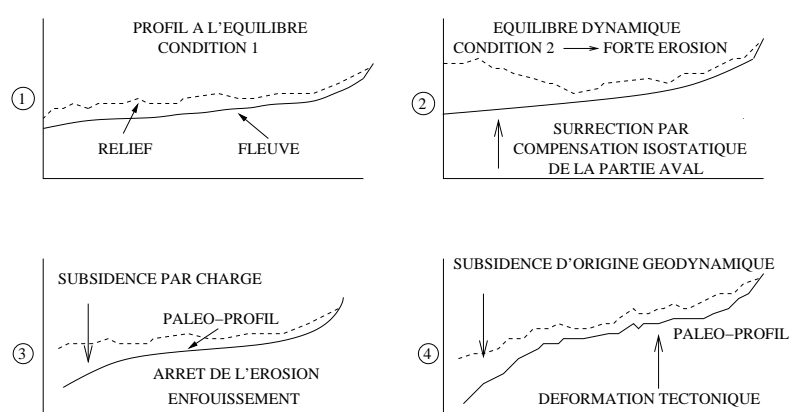


FIG. 6.3 – Evolution du profil longitudinal (1) initialement à l'équilibre sous l'influence des conditions des facteurs forçants, puis (2) après modifications des facteurs forçants provoquant une forte érosion, mais laissant le profil à l'équilibre dynamique. (3) Après le remplissage des vallées incisées et la remontée du niveau marin, il y a modification du paléo-profil, enfin (4) les déformations tectoniques ultérieures continuent d'être enregistrées dans le profil du paléo-fleuve.

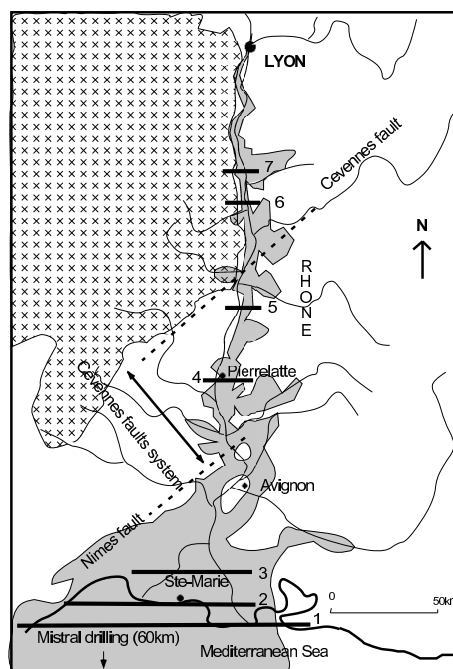


FIG. 6.4 – Dépôts pliocènes dans la vallée messinienne du Rhône (France) (Ballesio, 1972). En gris : remplissage pliocène. Croix : socle granitique. Localisation des sections de vallées étudiées.

messinien actuel utilisé est celui construit par Colson *et al.* (2000) [59] sur la base de données de puits et de sismique, d'où ont été retirées les déformations verticales post-messinienne (sauf la subsidence due au chargement plio-quadernaire, sa quantification n'étant pas précise). On a ainsi obtenu le profil messinien du Rhône tel qu'il aurait été sans les déformations post-messinienne (Fig. 6.5), subsidence aval non comprise. La géométrie des vallées messiniennes du Rhône a été décrite par plusieurs auteurs [50] [53] [80].

6.1.2 Conséquences de l'incision messinienne

Dans le cas du Rhône messinien, les dimensions importantes du canyon (fig. 6.6) nécessitent de prendre en compte l'isostasie flexurale. La quantification de l'isostasie flexurale due à l'érosion messinienne, ainsi qu'à l'assèchement de la mer Méditerranée permettent ainsi de comprendre l'évolution dans le temps de la vallée du Rhône. Nous avons étudié les conséquences théoriques de l'incision messinienne sur des sections de la vallée du Rhône.

Nous supposons que l'incision des vallées s'est produite au cours de la crise messinienne et qu'aucun héritage n'a eu lieu. La prise en compte d'un héritage mineur n'aurait que peu de conséquences sur les résultats présentés dans cette partie : les déformations provoquées par l'isostasie seraient alors à considérer comme corrélatives à l'ensemble de l'incision depuis la surface d'abandon, et plus uniquement comme une déformation exclusivement messinienne.

Aval/Partie sud Les sections de vallée 1 et 2 (fig. 6.7 A et 6.7 B), localisées sur la figure 6.4, ont été reconstruites à partir de la carte bathymétrique du canyon messinien du Rhône [80]. Comme conséquence de l'isostasie, il y a une surrection du relief incisé. La déformation apparaît sur une région

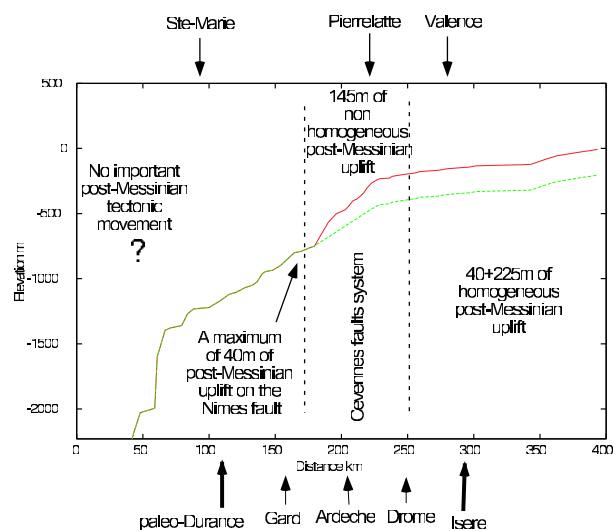


FIG. 6.5 – Profil longitudinal du Rhône messinien actuel (au-dessus) (Colson et al., 2000) et restauré (en dessous) après avoir tenu compte des déformations post-messinienne (sauf la subsidence du Golfe du Lion qui n'est pas quantifiée de façon précise). Les flèches indiquent la localisation des paléo-affluents.

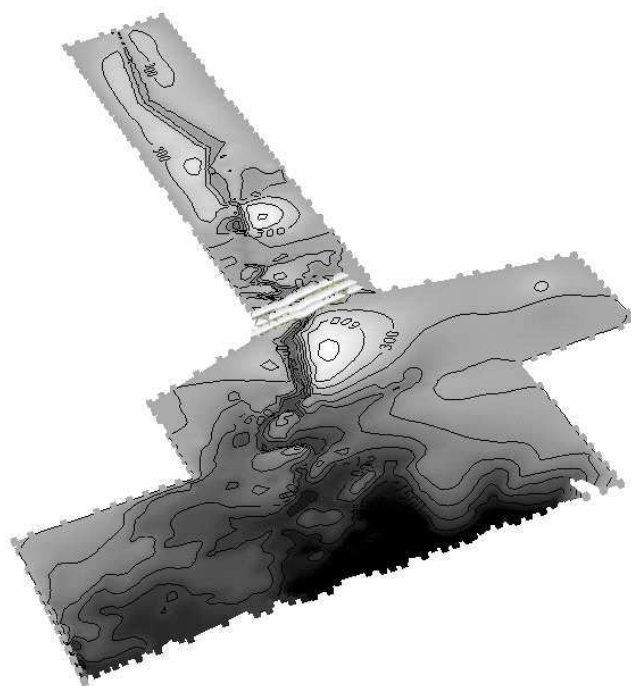


FIG. 6.6 – Reconstruction géométrique de la vallée du Rhône (Colson et al., 2000) [59].

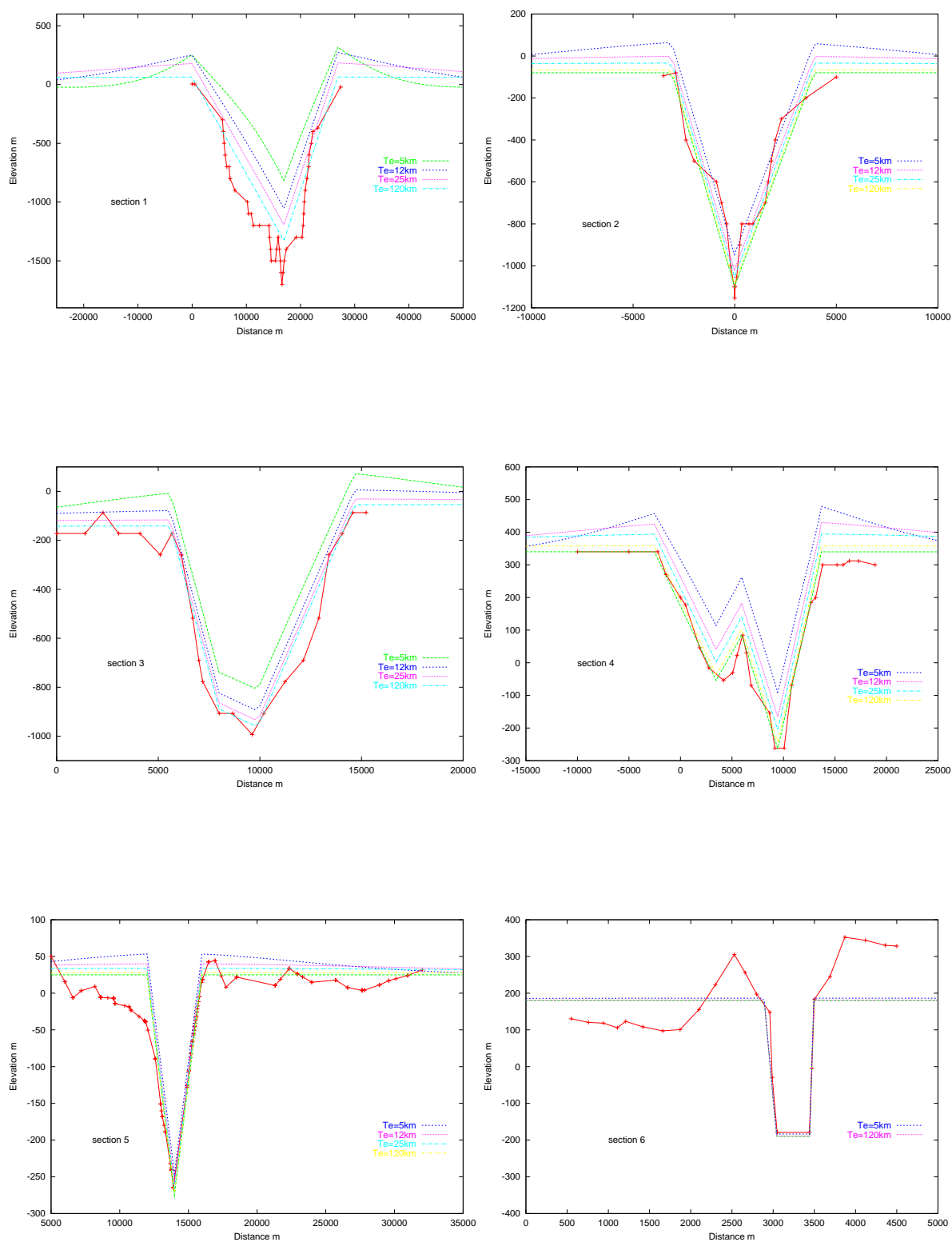


FIG. 6.7 – Effet de l'isostasie sur la vallée du Rhône juste après l'érosion. (A) Plateforme (section 1). (B) Plateforme (section 2). (C) Camargue (section 3). (D) Pierrelatte (section 4). (E) Valence (section 5). (F) Sud de Lyon (section 6). Il se produit une surrection du fond et des flancs de la vallée provoqué par l'isostasie qui résulte de l'incision de la vallée.

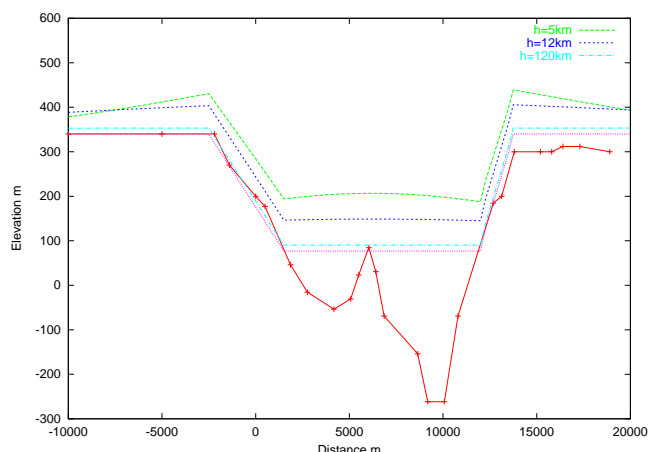


FIG. 6.8 – Effet de l'isostasie dans la vallée messinienne du Rhône juste après l'érosion. Détail de la vallée. Saint-Désirat (section 7).

plus large que la vallée. La localisation de la déformation dépend de l'épaisseur élastique T_e . Plus T_e diminue, plus la déformation est localisée. L'effet de l'isostasie flexurale est plus important au centre de la vallée que sur les flancs. La surrection résultant de l'isostasie flexurale, calculée d'après le modèle, est comprise entre 50 (si $D = 10^{24} Nm$) et 500 m (si $D = 10^{20} Nm$) dans le centre de la vallée, et entre 50 et 250 mètres sur les flancs de la vallée pour la section de vallée 1 (fig. 6.7 A, section 1). Les valeurs de la rigidité flexurale utilisées sont celles qui sont retenues par la plupart des auteurs (chapitre 4.4). Pour la section de vallée 2, la surrection est entre 10 et 120 m. La section de vallée 3 (fig. 6.7 C, section 3) est reconstruite à partir d'un profil sismique réalisé en Camargue [53]. La déformation due à l'isostasie est entre 30 et 200 m dans le centre de la vallée, alors qu'elle est de 30 à 150 m sur les flancs de la vallée (fig. 6.7 C, section 3).

Partie centrale La section de vallée 4, près de Pierrelatte (fig. 6.7 D), montre une incision de 550 m sur une vallée de 10 km de large [50]. La déformation due à l'isostasie flexurale calculée à partir du modèle est comprise entre 20 et 170 m.

Amont/Partie nord La déformation résultant de l'incision du canyon de la section de vallée 5 est comprise entre quelques mètres et 25 mètres (fig. 6.7 E, section 5). La surrection résultant de l'isostasie flexurale de la vallée profonde de 350 mètres et large de 500 mètres (section de vallée 6) est négligeable (fig. 6.7 F). Il en va de même pour la section de vallée 7 (fig. 6.8).

6.1.2.1 Conclusion sur les conséquences de l'érosion messinienne

L'influence de l'isostasie due à l'incision sur la surrection est décroissante avec la distance à la côte (fig. 6.9). La déformation ne se fait pas seulement au niveau du profil longitudinal, mais également sur les parties limitrophes du Rhône, comme permet de le visualiser le modèle 3D (fig. 6.10).

6.1.3 Conséquences de l'abaissement de la Méditerranée

Le modèle 2D pour l'isostasie flexurale indique que la compensation régionale de la croûte due à la disparition de la charge en eau de la Méditerranée conduit à des bouleversements géomorphologiques.

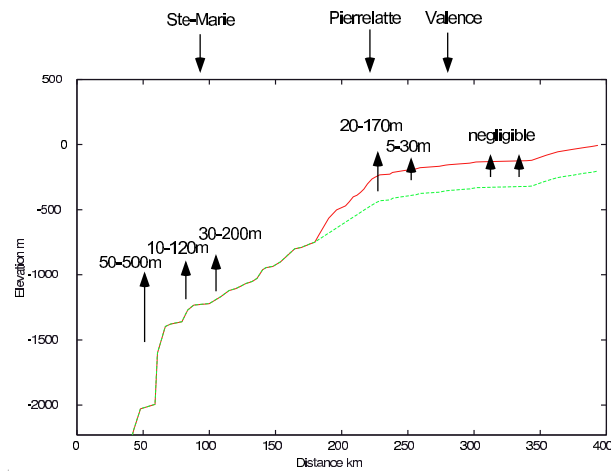


FIG. 6.9 – Déformation résultant de l'isostasie flexurale après l'incision messinienne du Rhône avant le remplissage pliocène de la vallée.

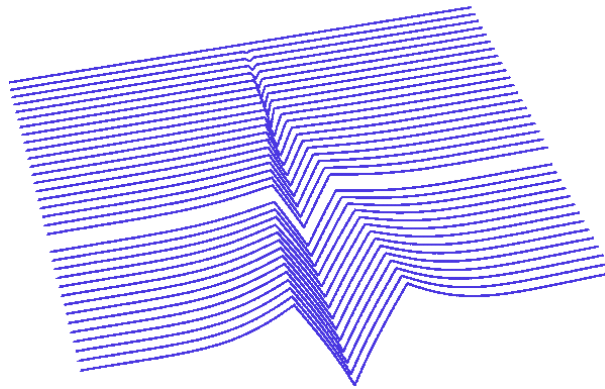


FIG. 6.10 – Modèle numérique de la vallée incisée du Rhône initialement sub-horizontale après compensation isostatique avec une exagération verticale.

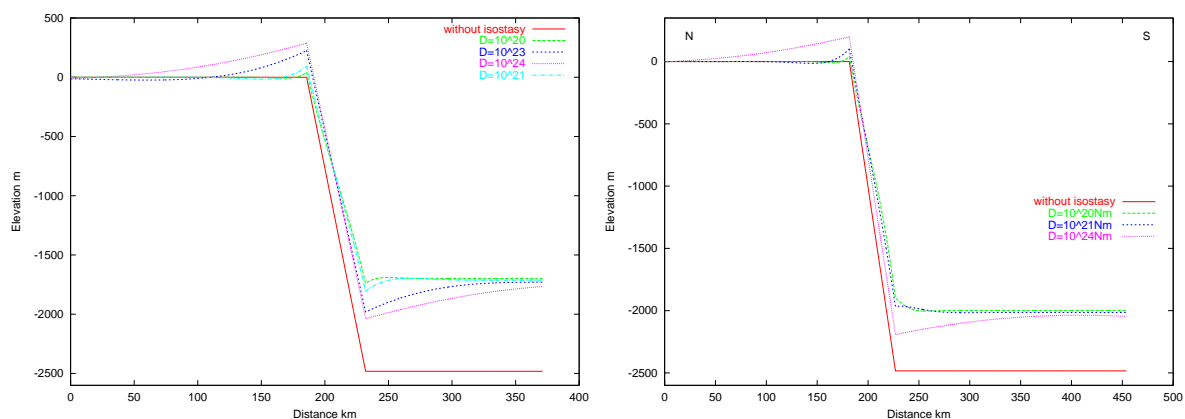


FIG. 6.11 – Déformation résultant de la compensation isostatique (A) après qu'un abaissement de la Méditerranée de 2500 m ait eu lieu durant la crise de salinité messinienne. (B) après qu'un abaissement de la Méditerranée de 1500 m ait eu lieu durant la crise de salinité messinienne. Il se produit une surrection importante du fond de la Méditerranée et de la zone cotière.

Notamment, il se produit une surrection du bassin méditerranéen et un bombement au niveau de la ligne de côte [138]. Nous avons modélisé la disparition du chargement en eau de la Méditerranée sur le tronçon séparant le nord de l'Afrique, du Sud de la France (~ 700 km de long, 2.5 km de profondeur).

Nous avons testé deux hypothèses : dans le premier cas un abaissement du niveau de la mer Méditerranée de 2500 m s'est produit, dans le second cas l'abaissement est de 1500 m. Dans le cas d'un abaissement de 2500 m, on obtient une surrection de plus de 500 m du bassin Méditerranéen (entre 500 et 750 m), quelque soit la rigidité flexurale et un bombement théorique de 30 et 300 m sur le continent dû à la flexure à la frontière du bassin (\sim Sainte-Marie). Sur la côte, la valeur de la déformation dépend de la valeur de la rigidité flexurale (fig. 6.11). La valeur de la déformation diminue avec l'éloignement à la mer Méditerranée.

L'amplitude de la longueur d'onde de la déformation dépend elle aussi de la rigidité flexurale (fig. 6.11). La longueur d'onde de la déformation est entre 30 km ($D = 10^{20} Nm$) et 180 km ($D = 10^{24} Nm$).

Pour un abaissement du niveau de la Méditerranée de 1500 m, le rebond isostatique est évidemment moins grand, même si la différence la plus notable se fait au milieu du bassin. On obtient une surrection comprise entre 300 et 500 m du bassin Méditerranéen, et un bombement théorique de 30 et 225 m sur le continent dû à la flexure à la frontière du bassin (\sim Sainte-Marie).

6.1.4 Conclusion sur le rôle de l'isostasie flexurale dans la genèse du profil longitudinal du Rhône messinien

Si on additionne les effets de la compensation isostatique dus à l'incision ainsi que ceux dus à la disparition de la charge en eau de la Méditerranée (pour un abaissement de 2500 m), on obtient un effet très important sur le profil en long du Rhône messinien (fig. 6.12 et 6.13). Ainsi, dans la partie la plus aval, il y a eu entre 350 et 1000 m de surrection provoquée par l'isostasie. Dans la région de Sainte-Marie il y a eu entre 30 et 400 m de surrection. Dans la région de Pierrelatte, il y a eu entre 20 et 180 m de surrection. Par contre, dans la partie la plus en amont, ni l'abaissement du niveau de la mer, ni l'érosion n'ont provoqué de déformations quantifiables.

La localisation de la déformation augmente lorsque la rigidité flexurale diminue (fig. 6.7). Par contre

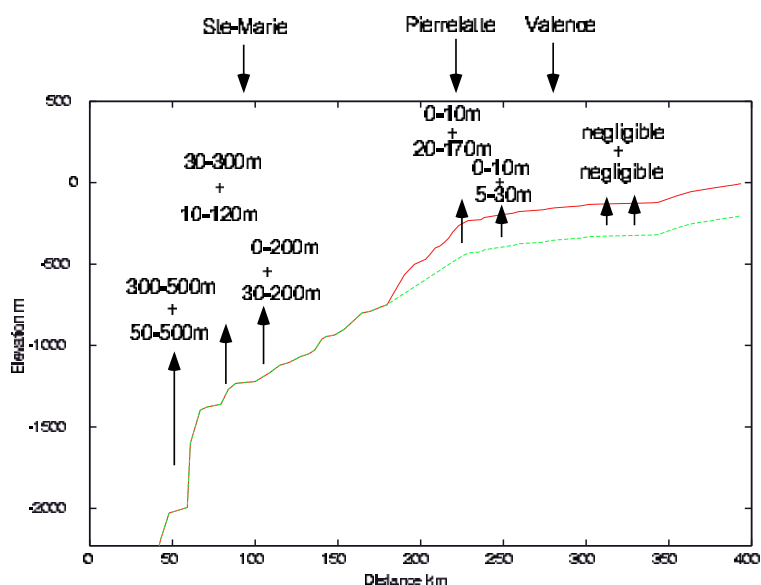


FIG. 6.12 – Déformation résultant de la compensation isostatique après qu'un abaissement de la Méditerranée de 2500 m ait eu lieu ainsi que de l'incision de la vallée au cours de la crise de salinité messinienne.

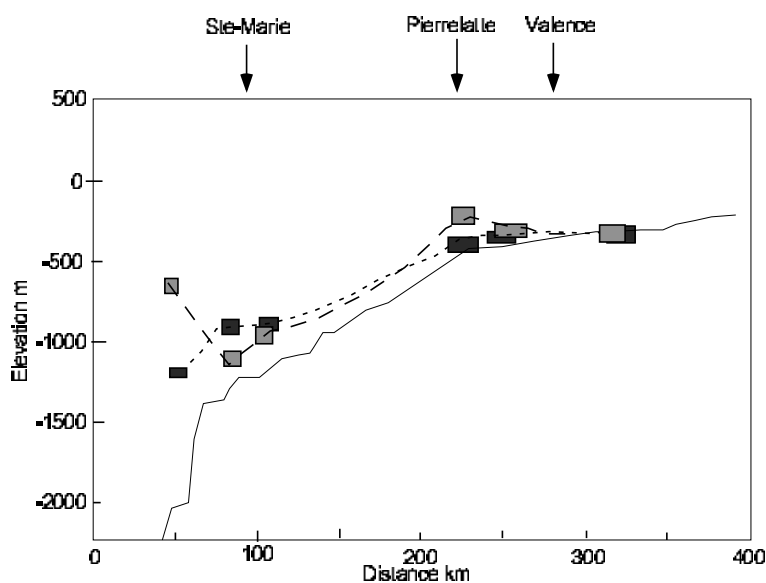


FIG. 6.13 – Déformation résultant de la compensation isostatique après qu'un abaissement de la Méditerranée de 2500 m ait eu lieu ainsi que de l'incision de la vallée au cours de la crise de salinité messinienne. Rectangle noir lorsque $D = 10^{24} \text{ Nm}$. Rectangle gris lorsque $D = 10^{20} \text{ Nm}$. Reconstruction du profil longitudinal du Rhône en tenant compte de l'effet de l'isostasie.

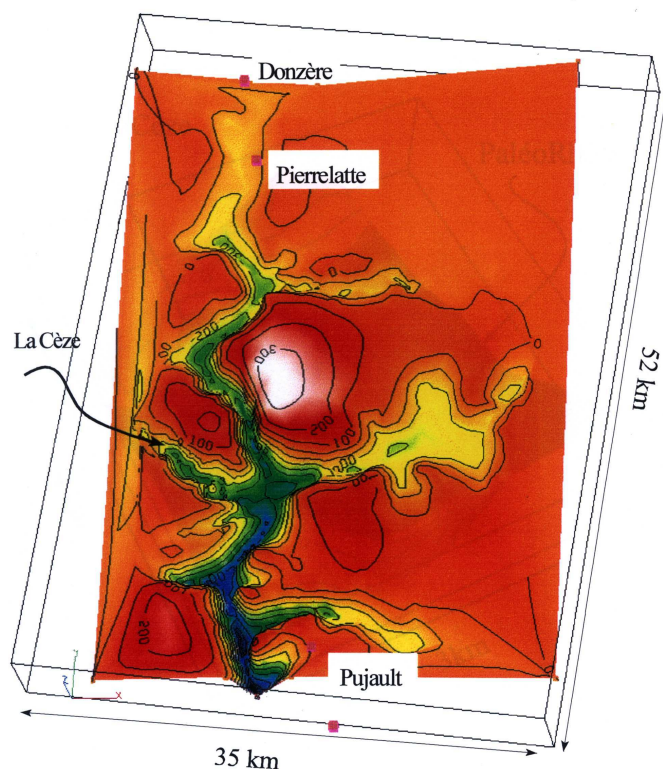


FIG. 6.14 – Reconstruction géométrique de la vallée messinienne du Rhône. Détail aux environs de Pierrelatte [59].

l'amplitude de la déformation dépend à la fois de la rigidité flexurale et des dimensions de la structure étudiée.

Les résultats pour la simulation avec une rigidité flexurale de $D = 10^{20} Nm$ apparaissent peu réalistes avec les conditions d'écoulement d'un fleuve. Une rigidité flexurale plus élevée donne des résultats plus réalistes (fig. 6.13). Notons que la rigidité flexurale pour le même lieu au même moment avait été estimée à $D = 10^{23} Nm$ par d'autres auteurs [138]. Il faut enfin signaler que le profil résultant n'apparaît pas compatible avec un abaissement à 2500 m. En effet, un abaissement du niveau marin aurait produit un profil longitudinal du Rhône encore plus incisé avec un exutoire du fleuve 2500 m en-dessous de l'état initial, environ.

Si maintenant on simule un abaissement de 1500 m, le profil résultant sera moins rectiligne (fig. 6.15). Comme pour un abaissement marin de 2500 m, la modélisation de la compensation isostatique avec une rigidité flexurale autour de $D = 10^{20} Nm$ n'apparaît pas réaliste. Une rigidité flexurale plus forte (entre $D = 10^{22} Nm$ et $D = 10^{24} Nm$) donne des résultats plus en accord avec les conditions d'écoulement d'un fleuve et est compatible avec la valeur de $D = 10^{23} Nm$ utilisée par Norman et Chase (1986) pour simuler la flexure de la côte Méditerranéenne [138].

La rupture de pente vers Pierrelatte (fig. 6.14) est conservée et ne peut être expliquée par l'isostasie seule. Cependant l'isostasie réduit considérablement l'amplitude de la rupture de pente. L'allure du profil aval est compatible avec un abaissement du niveau marin autour de 1500 m (fig. 6.15).

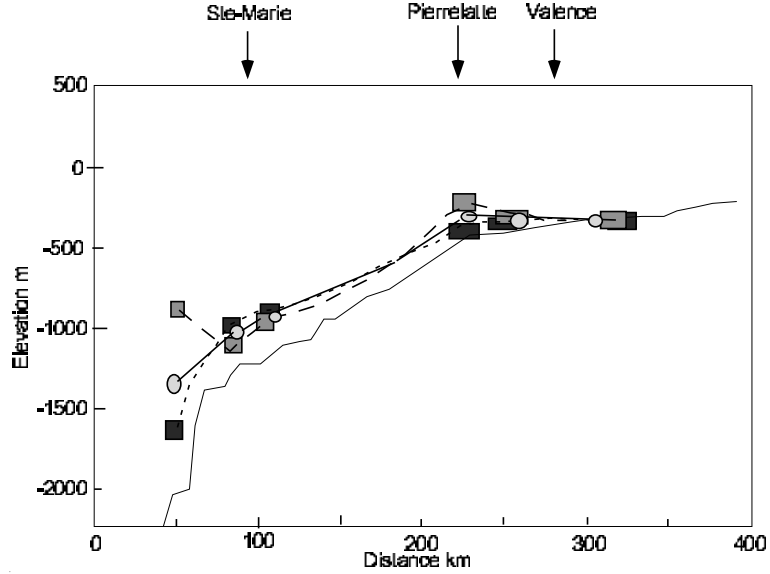


FIG. 6.15 – Déformation résultant de la compensation isostatique après qu'un abaissement de la Méditerranée de 1500 m ait eu lieu ainsi que de l'incision de la vallée au cours de la crise de salinité messinienne. Rectangle noir lorsque $D = 10^{24} \text{ Nm}$. Cercle gris lorsque $D = 10^{22} \text{ Nm}$. Rectangle gris lorsque $D = 10^{20} \text{ Nm}$.

6.1.5 Le remplissage plio-quaternaire de la vallée du Rhône

Cette partie vise à permettre la reconstruction du paléo-profil du Rhône messinien tel qu'il était juste après la crise messinienne et avant le remplissage plio-quaternaire. En effet, la remontée du niveau des eaux de la mer Méditerranée et le remplissage pliocène des canyons messiniens ont en grande partie annulé les déformations messiniennes dues à l'isostasie. Avant l'incision, la masse volumique du substrat qui remplissait la vallée était *environ* $\rho_c = 2800 \text{ kg/m}^3$. Nous avons simulé deux cas de remplissage sédimentaire de la vallée messinienne du Rhône : dans le premier cas les sédiments ont une masse volumique $\rho_s = 2800 \text{ kg/m}^3$ identique à la masse volumique de la croûte, dans le second cas les sédiments ont une masse volumique $\rho_s = 2400 \text{ kg/m}^3$ (masse volumique des sédiments [40] [75]).

- Remplissage avec des sédiments de masse volumique $\rho_s = 2800 \text{ kg/m}^3$:

En théorie, il ne subsiste qu'une partie de la surrection du côté de Pierrelatte (*fig.* 6.16) si on considère que le remplissage a été effectué à partir de sédiments (désormais consolidés) ayant une masse volumique $\rho_s = 2800 \text{ kg/m}^3$. En effet, au Sud, le canyon messinien a été complètement rempli de sédiments plio-quaternaires. Au Nord, la vallée a également été comblée. Dans la région de Pierrelatte, il reste entre 10 m (si $D = 10^{24} \text{ Nm}$) et 120 m (si $D = 10^{20} \text{ Nm}$) de déformation verticale provenant de l'isostasie provoquée par la crise messinienne. Cependant le profil longitudinal conserve les signes de l'incision consécutive à la surrection messinienne, même si la surrection a disparu (*fig.* 6.17).

Remplissage avec des sédiments de masse volumique $\rho_s = 2400 \text{ kg/m}^3$:

Si le remplissage sédimentaire plio-quaternaire de la vallée messinienne du Rhône est composé de sédiments de masse volumique $\rho_s = 2400 \text{ kg/m}^3$, alors la subsidence plio-quaternaire n'a pas été iden-

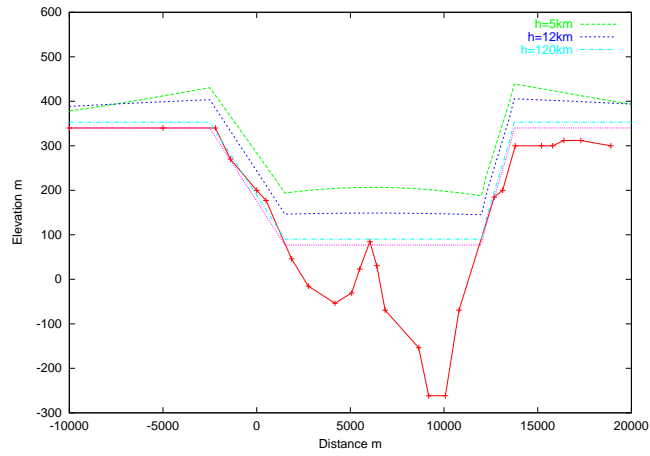


FIG. 6.16 – *Effet de l'isostasie à Pierrelatte (section 4) après l'incision messinienne et le remplissage pliocène. La vallée messinienne est représentée pour indication. La déformation est calculée en supposant qu'avant l'incision, la lithosphère est à l'équilibre. Il reste un effet de surrection dû à l'isostasie même après le remplissage Plio-Quaternaire.*

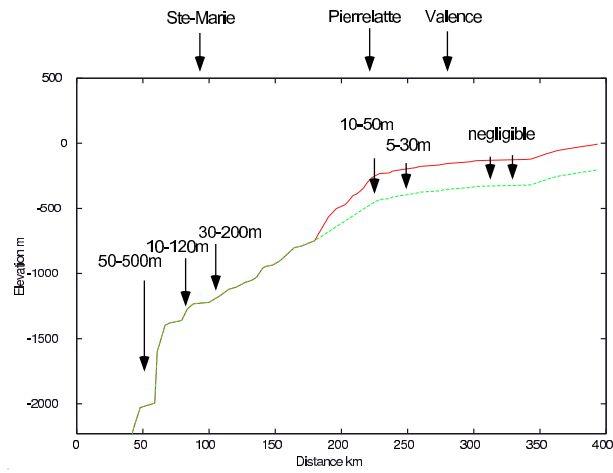


FIG. 6.17 – *Déformation résultant de l'isostasie flexurale après l'incision messinienne du Rhône et le remplissage pliocène. $\rho_s = 2800\text{kg/m}^3$.*

tique à la surrection messinienne provoquée par le rebond isostatique. La subsidence a été inférieure à la surrection (*fig. 6.18 B, D et F*). L'effet de la subsidence varie en fonction de la rigidité flexurale de la croûte (*fig. 6.18 A, C et E*). Plus la croûte est rigide (épaisseur élastique T_e grande), moins la subsidence par rapport à l'état de la vallée juste avant le remplissage est importante (*fig. 6.18 B, D et F*). Dans la partie amont de la vallée du Rhône, l'effet de la charge sédimentaire plio-quaternaire est négligeable.

L'effet du remplissage sédimentaire plio-quaternaire pose la question de la possibilité de l'observation sur le terrain de ce double mouvement d'abord de surrection, lié à l'isostasie, puis de subsidence. Ces effets s'annulent en grande partie si l'on considère que la masse volumique des sédiments plio-quaternaires est forte ($\rho_s = 2800 \text{ kg/m}^3$), ou sont relativement faibles si l'on considère que la rigidité flexurale est forte ($D = 10^{24} \text{ Nm}$). Cependant la subsidence plio-quaternaire pourrait expliquer une partie de la rupture de pente que l'on continue d'observer sur le profil du Rhône tel qu'il devait être si le rebond isostatique de la crise messinienne n'avait pas eu lieu, et d'où ont été retirées les déformations signalées par Mandier (1988) (mais sans tenir compte de la subsidence due au remplissage plio-quaternaire) (*fig. 6.20 A*). Nous n'avons pas tenu compte de cette subsidence dans un premier temps parce que celle-ci n'a pas été quantifiée de façon très précise. Il semble toutefois qu'une accélération de la subsidence du Golfe du Lion s'est produite au Plio-Quaternaire (250 m/Ma à 70 km de la côte, en bordure de plate-forme actuelle) par rapport au Miocène moyen à supérieur (145 m/Ma) [18].

6.1.6 Géométrie du profil et érosion régressive

L'analyse du profil longitudinal du Rhône messinien n'aurait pu se faire de façon correcte sans tenir compte des déformations messiniennes et post-messiniennes qui ont affecté le profil longitudinal du Rhône. Afin de modéliser uniquement l'impact de l'abaissement de la mer Méditerranée durant la crise de salinité messinienne, nous avons, à partir du profil longitudinal non modifié (*fig. 6.19 A*), retranché les déformations post-messiniennes n'ayant pas influencé le creusement de la vallée (*fig. 6.19 B*).

Les résultats avec la méthode de construction du profil messinien du Rhône utilisée par Clauzon [50] sont à comparer aux profils obtenus après avoir retiré la tectonique (*fig. 6.19 B*). On constate alors que les résultats sont relativement proches. Nos résultats en aval de Sainte-Marie (là où on constate des différences avec Clauzon (1982)) sont en accord avec Guennoc *et al.* (2000) [80]. Ceci confirme aussi que l'hypothèse de Clauzon (1982) qui supposait que le profil ante-messinien était de 0.05%, est valide. La légère irrégularité du profil ante-messinien que nous avons trouvée s'explique par l'incertitude sur les valeurs de déformations post-messiniennes.

Pour modéliser uniquement l'effet de l'érosion, nous avons choisi de séparer l'étude de l'érosion de celle de l'isostasie. Nous avons donc utilisé pour le fond de vallée messinien les profils obtenus par l'étude de l'effet de l'isostasie (*fig. 6.15*; $D = 10^{22} \text{ Nm}$ et $D = 10^{24} \text{ Nm}$). Ceux-ci permettent en effet de reconstruire le profil du fond de vallée messinien tel qu'il serait s'il n'y avait pas de déformation due à l'isostasie, pour les rigidités flexurales qui donnent les résultats les plus raisonnables dans la gamme de celles physiquement possibles (*fig. 6.20 A*).

Cependant l'hypothèse selon laquelle il n'y aurait pas de mouvement tectonique à l'aval semble peu vraisemblable (le lourd chargement en sédiments peut difficilement rester sans conséquences). Même si aucun jeu de faille n'est observable depuis la crise messinienne dans le Golfe du Lion ([50], p 605) les arguments en faveur de l'existence d'une subsidence sont difficilement contestables : en particulier, le remplissage plio-quaternaire du Rhône messinien a produit des effets non négligeables de subsidence qui ont affecté le profil longitudinal du Rhône même (*chapitre 6.1.5*). Dans ces conditions, le profil dépourvu de tectonique post-messinienne n'est plus celui de la figure 6.20 A, mais celui de la figure 6.20 B.

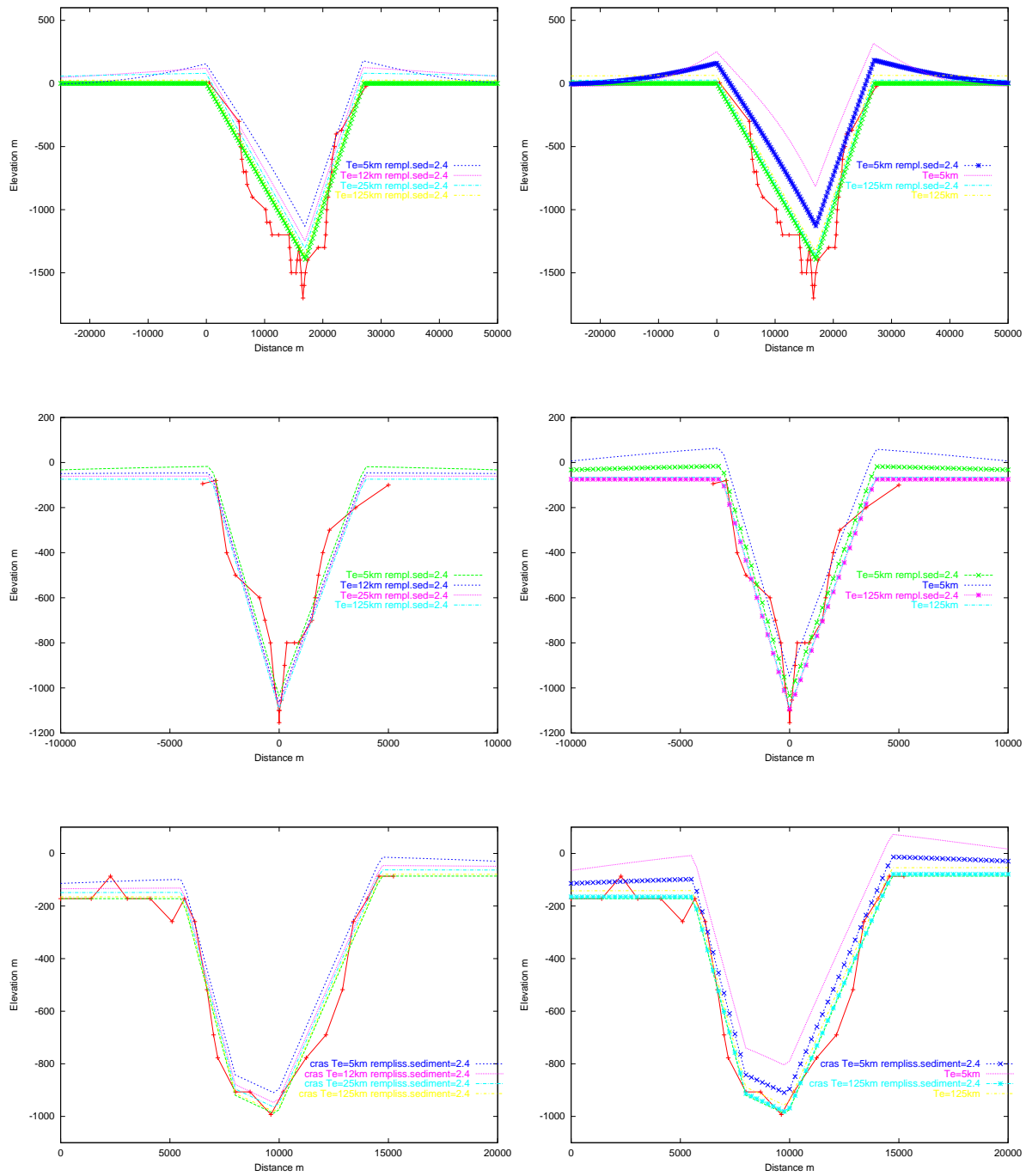


FIG. 6.18 – (A) Section 1 : Effet du remplissage par des sédiments plio-quaternaires ($\rho_s = 2400\text{kg/m}^3$) de la vallée messinienne du Rhône initialement remplie d'un substrat de masse volumique $\rho_s = 2800\text{kg/m}^3$. (B) Section 1 : Comparaison avec la vallée à la fin de l'incision, suite au rebond isostatique. Il y a une subsidence Plio-Quaternaire provoquée par le remplissage sédimentaire, mais celle-ci ne compense pas pleinement la surrection Messinienne. (C) et (D) sont les équivalents de (A) et (B) pour la section 2. (E) et (F) sont les équivalents de (A) et (B) pour la section 3.

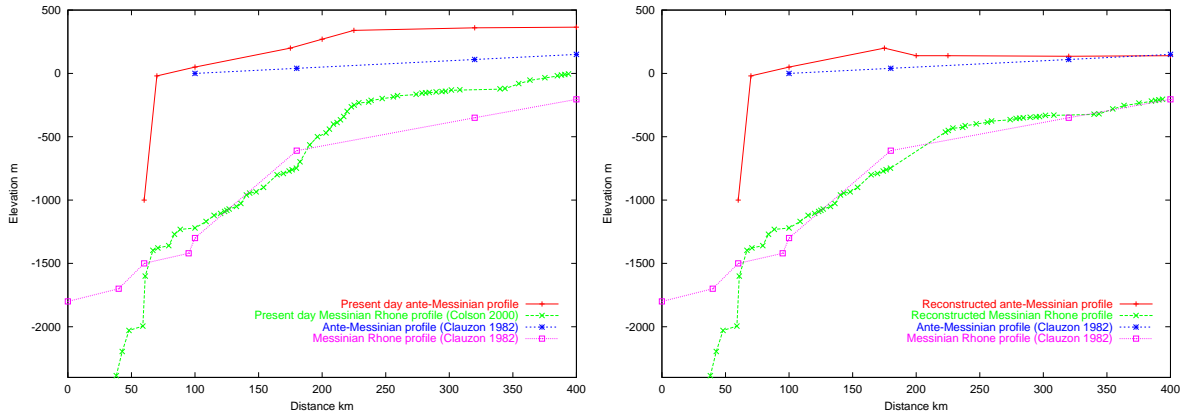


FIG. 6.19 – (A) Reconstruction des profils messinien et ante-messinien du Rhône tels qu’observables actuellement d’après Colson et al. [59] (modifié) et Clauzon [50]. Les résultats de Clauzon ne sont pas présentés dans le référentiel des altitudes actuelles (Clauzon a supposé que la pente du profil initial était de 0.05%. L’amplitude de l’incision étant connue à un endroit donné, il a reconstruit, par la suite, le profil messinien du fond de vallée). (B) Profils messinien et ante-messinien du Rhône reconstruits en tenant compte de la tectonique post-messinienne d’après Colson (2000) modifié et Clauzon (1982). Les résultats proposés par Clauzon et ceux de Colson et al., après modification de ce dernier, sont compatibles sauf dans la partie la plus aval.

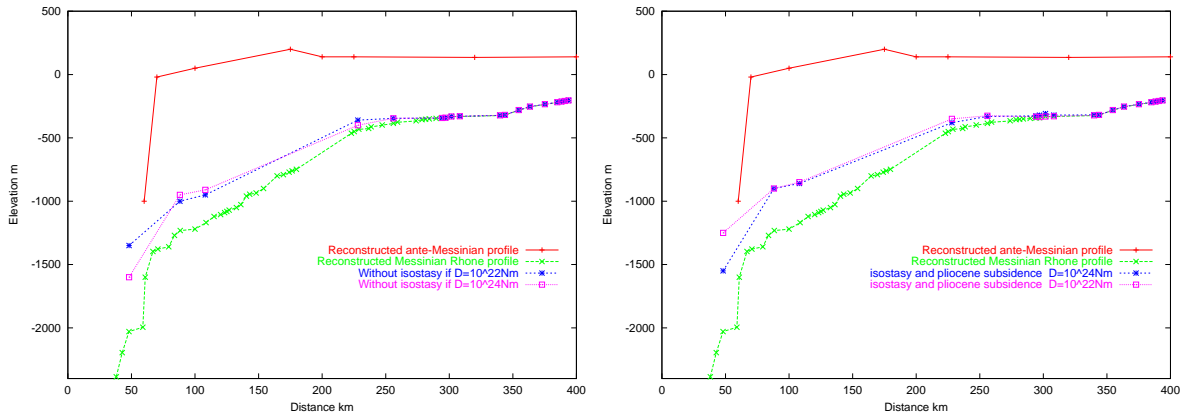


FIG. 6.20 – (A) Profils reconstruits pour des rigidités flexurales comprises entre $D = 10^{22} \text{Nm}$ et $D = 10^{24} \text{Nm}$. Le profil précédent ne tenait pas compte de l’effet de l’isostasie durant la crise messinienne. Pas de tectonique à l’aval (on ne tient pas compte du remplissage plio-quaternaire). (B) Profils finalement reconstruits pour des rigidités flexurales comprises entre $D = 10^{22} \text{Nm}$ et $D = 10^{24} \text{Nm}$ tenant compte également du remplissage plio-quaternaire.

Sur cette base, nous pouvons finalement étudier l'aspect strictement érosif de la crise messinienne. Quelle est l'amplitude de l'abaissement de la mer Méditerranée ? S'agit-il d'un scénario polyphasé (une ou deux phases d'abaissement) ? Peut-on estimer la vitesse de régression du front de l'érosion ? Telles sont les trois questions auxquelles nous envisageons de donner une réponse.

6.1.7 Scénario probable de la crise messinienne

Comment expliquer la convexité apparente du profil ? Nous voyons quatre explications possibles : (1) un changement de lithologie, (2) une variation spatiale importante du débit due à l'influence des affluents, (3) la conservation d'un profil "immature" convexe, (4) le polyphasage de l'abaissement de la mer Méditerranée et la conservation d'un profil "immature" (i.e. qui n'est pas à l'équilibre).

Il ne s'agit probablement pas d'une morphologie engendrée par un changement de lithologie, car si cela avait été le cas, étant donné que le socle granitique au nord est plus résistant que le substrat dans la partie sud, on s'attendrait plus à voir un profil concave qu'un profil convexe (*fig. 4.16*).

L'influence des affluents et, de façon plus générale, l'augmentation du débit de la source à l'embouchure tend également à produire un profil concave à l'équilibre (*fig. 4.13* et *fig. 4.14*). Il faut donc écarter cette hypothèse également.

Il est fort probable que toute la partie déformée en fond de vallée par la compensation isostatique ait été érodée par le Rhône. Nous allons étudier à présent uniquement l'érosion fluviale, sur le profil débarrassé des effets de l'isostasie et des déformations post-messinienes.

Plutôt que d'utiliser les résultats de la bibliographie, non compatibles entre-eux, sur l'abaissement de la Mer Méditerranée, nous allons nous baser sur la forme du profil longitudinal du Rhône pour estimer la chute de la mer Méditerranée.

Une incision aussi importante, à la fois dans la partie aval et dans la partie amont, ne peut produire un profil aussi convexe en une seule fois. Nous sommes donc conduit à penser que plusieurs étapes ont été nécessaires pour produire un tel profil. Toutefois les incertitudes en ce qui concerne la reconstruction du profil du Rhône messinien liées notamment aux estimations de tectonique Plio-Quaternaire ne permettent pas d'exclure de façon définitive que la forme du profil longitudinal est plus proche d'une droite que d'un profil convexe.

Sur la base du profil longitudinal tel que nous l'avons reconstruit sur la figure 6.20, les résultats de la simulation conduisent à penser qu'il est plus probable qu'il y ait eu deux phases d'abaissement : une première et principale phase d'abaissement de 500-600 m ayant duré suffisamment longtemps pour créer un profil proche de l'équilibre, et une deuxième plus rapide, laissant un profil inachevé (en phase d'érosion régressive). La modélisation numérique permet d'interpréter le profil sur la base d'un coefficient d'érosion constant dans l'espace et dans le temps ($k_L = 700000$ m/s), en supposant que la première phase d'érosion a duré plus de 400 ka et la seconde moins de 50 ka (*fig. 6.21*). L'amplitude de la seconde phase d'abaissement n'est pas totalement contrainte. Elle est sans doute supérieure à 1300 m au total en accord avec la première estimation avancée (*chapitre 6.1.3*). La vitesse approximative d'érosion régressive messinienne calculée pour la seconde phase est de l'ordre de 4 m/an (200 km en 50 ka).

6.1.8 Conclusion sur le Rhône messinien

Les conséquences de l'isostasie sur la topographie d'après le modèle sont :

- la taille des vallées incisées (augmentation de l'érosion à cause du couplage entre érosion et isostasie).
- la géométrie du profil longitudinal du Rhône messinien (changement de pente important entre l'aval et l'amont dû à des déformations isostatiques différentes à l'aval et à l'amont le long du profil longitudinal du Rhône).

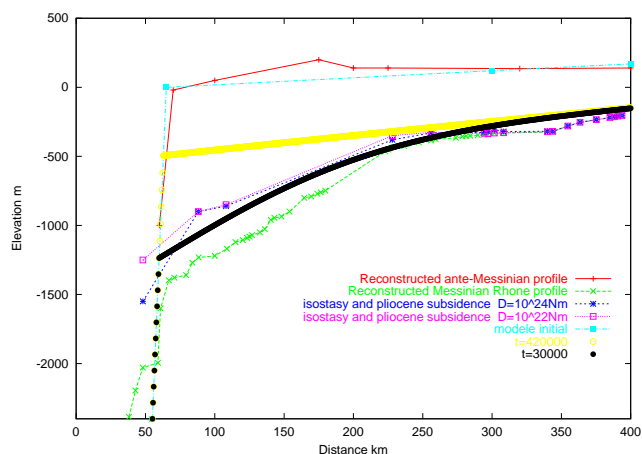


FIG. 6.21 – *Modélisation de l'évolution polyphasée du profil du Rhône. Sont représentés le profil initial, le profil après la première phase d'abaissement et le profil après la seconde phase d'abaissement.*

- la réorganisation du réseau hydrographique secondaire due au bombement de la bordure du bassin Méditerranéen et aux déformations provoquées par l'incision (non observée sur le terrain jusqu'à présent (Clauzon, communication personnelle)).
- l'existence de failles avec un mouvement vertical apparent assez faible ayant joué dans un sens, puis dans l'autre (non observé sur le terrain jusqu'à présent).

D'après la reconstruction du profil longitudinal et des résultats de la simulation numérique, la chute du niveau de la mer Méditerranée s'est produite en deux épisodes. Un premier abaissement de 500-600 m ayant duré au moins 400 ka et une seconde sans doute supérieure à 1300m mais ayant durée moins de 50 ka.

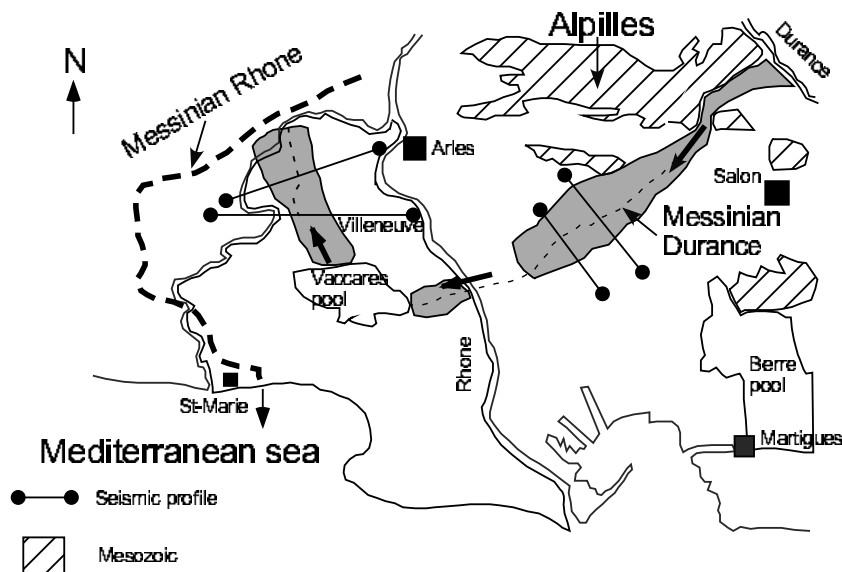


FIG. 6.22 – Carte de la vallée messinienne de la Durance (d'après Clauzon et al., 1995).

6.2 Impact régional de la crise messinienne

6.2.1 Application à la Durance messinienne

La Durance messinienne est un affluent du Rhône messinien (fig. 6.22). La déformation résultant de la compensation isostatique a influencé tous les fleuves et toutes les rivières messiniennes majeures se jetant dans la Méditerranée. Une réorientation du réseau hydrographique de faible puissance a pu se produire [138]. Mais quelles ont été les conséquences de l'incision messinienne sur les fleuves et les rivières de plus grande importance? Retrouve-t-on les mêmes caractéristiques que pour le Rhône?

L'impact de la compensation isostatique sur la Durance peut être décomposé en deux composantes comme pour le Rhône : celle consécutive à l'incision et celle provoquée par la chute importante du niveau de la mer Méditerranée. Les sections de vallée utilisées pour mesurer les déformations liées à la compensation isostatique sont tirées de Clauzon *et al.* (1995) [52]. Elles sont localisées sur la carte (fig. 6.22), à l'exception de celle de Cadenet qui se trouve plus en amont.

6.2.1.1 Déformations ante-messiniennes et post-messinienne le long de la Durance

Il n'y a pas eu de déplacements verticaux relatifs post-miocènes importants de part et d'autre de la faille de la Durance [45]. La comparaison des altitudes entre la transition marin-continentale du Miocène (10.5-11 Ma) et celle du Pliocène conduit à penser qu'une surrection régionale d'environ 200 mètres a eu lieu dans la zone du Pont de Mirabeau [52] durant cette période. Au niveau de l'anticlinal de Trévaresse, la déformation est du même ordre de grandeur [46]. Celle-ci, située très à l'amont, n'a sans doute pas une origine isostatique. De même, une surrection moins importante d'environ 100 m a été estimée en Basse Durance [52]. Plus à l'aval, vers la confluence avec le Rhône, nous ne disposons d'aucune information. Cette zone a donc été affectée par la tectonique durant la période nous concernant et peut-être aussi après.

6.2.1.2 Déformations messiniennes provoquées par l'érosion

Les déformations sont nulles dans la région de Cadenet quelque soit la rigidité flexurale utilisée (*fig. 6.23 A*). Elles sont comprises entre 0 et 50 m dans la partie centrale de la Durance, entre les Alpilles et la Camargue (*fig. 6.23 B, C et E*). Les déformations sont entre 10 et 100 m à proximité de la confluence avec le Rhône messinien (*fig. 6.23 D*).

6.2.1.3 Déformations messiniennes provoquées par l'abaissement de la mer Méditerranée

En ce qui concerne la compensation isostatique provoquée par la chute du niveau marin de 1500 m, elle est comprise entre 0 et 200 mètres suivant la rigidité flexurale et l'éloignement au bassin méditerranéen (*fig. 6.11*).

6.2.1.4 Remarques et conclusions sur la Durance messinienne

Il y a donc eu, pour la Durance, une surrection comprise entre 10 et 300 mètres au moment de la crise messinienne (*fig. 6.25*).

Nous avons considéré le Rhône et la Durance comme étant deux cours d'eau isolés lors du calcul de la compensation isostatique. Or comme nous l'avons vu précédemment la densité du réseau hydrographique joue également sur l'amplitude de la déformation. L'effet du creusement du réseau hydrographique sur la déformation est supérieur à ce que prédit un modèle la calculant de manière isolée pour chacun des cours d'eau.

Néanmoins sur la base de ces premiers résultats, le modèle montre qu'une rupture de pente persiste même après le calcul de l'effet de l'isostasie, tout comme pour le Rhône, ce qui suggère qu'un abaissement avec au moins deux phases distinctes a bien eu lieu. Le fait que le profil de la Durance messinienne ne soit pas compatible avec une première phase de stagnation du niveau de base vers -500 ou -600 m laisse penser qu'une surrection post-messinienne de la vallée de la Durance a eu lieu en amont de la confluence avec le Rhône. La déformation isostatique affectant la vallée du Rhône et celle de la Durance semble bien marquée dans le profil longitudinal des deux fleuves. Par contre la quantification de la déformation post-messinienne dans la vallée de la Durance n'est pas assez précise pour pouvoir construire une analyse plus fine du déroulement de la crise messinienne à travers l'étude des paléo-profil.

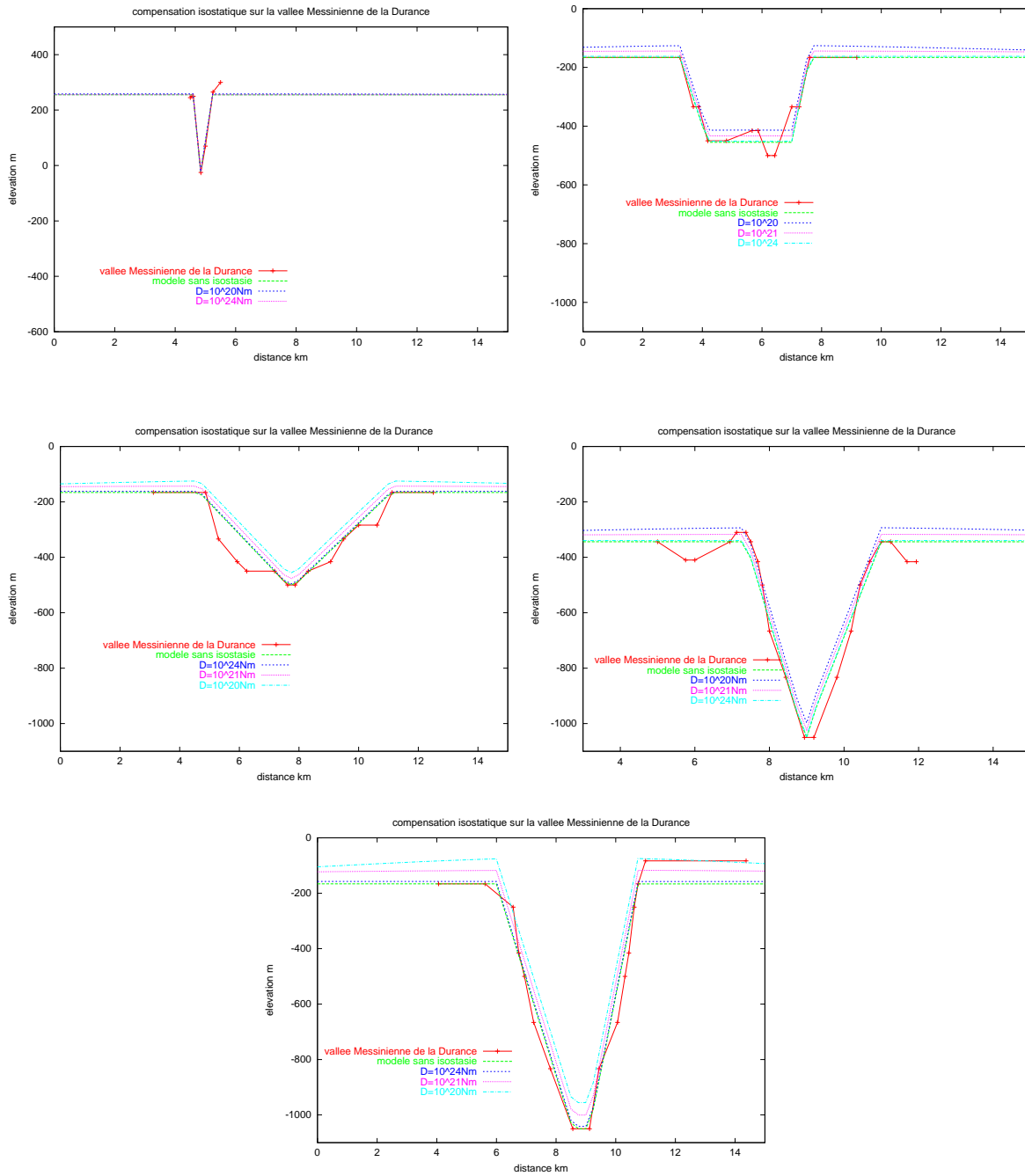


FIG. 6.23 – Effet de l’isostasie dû à l’incision de la vallée de la Durance (A) dans la région de Cadenet, (B) en aval de Cadenet, (C) dans la région de Villeneuve, (D) à proximité de la confluence avec le Rhône messinien, (E) à la confluence entre le Rhône messinien et la Durance \à Villeneuve. Les coupes des différentes sections de vallées de la Durance ont été réalisées ou proviennent de profils sismiques tirés de Clauzon et al. (1995).

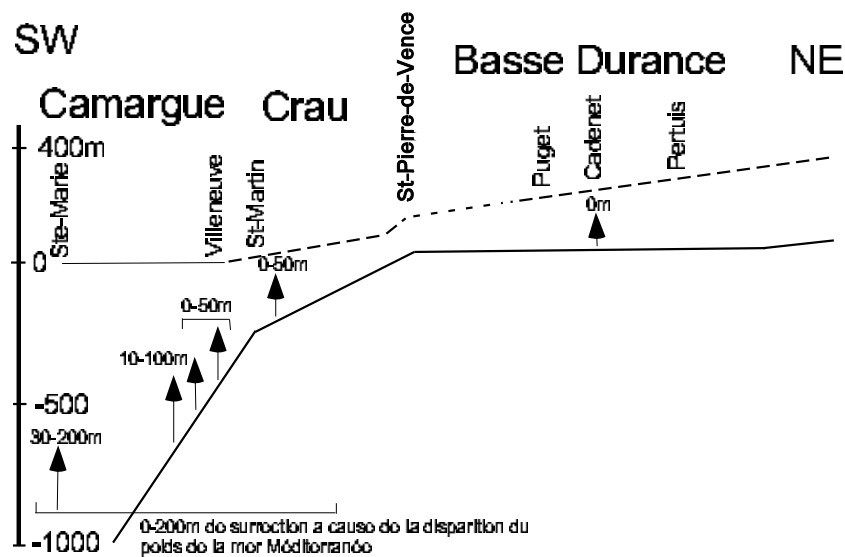


FIG. 6.24 – Synthèse sur l'effet de l'isostasie sur la vallée messinienne de la Durance. Les profils en long de la Durance messinienne et ante-messinienne sont de Clauzon et al. (1995) [52].

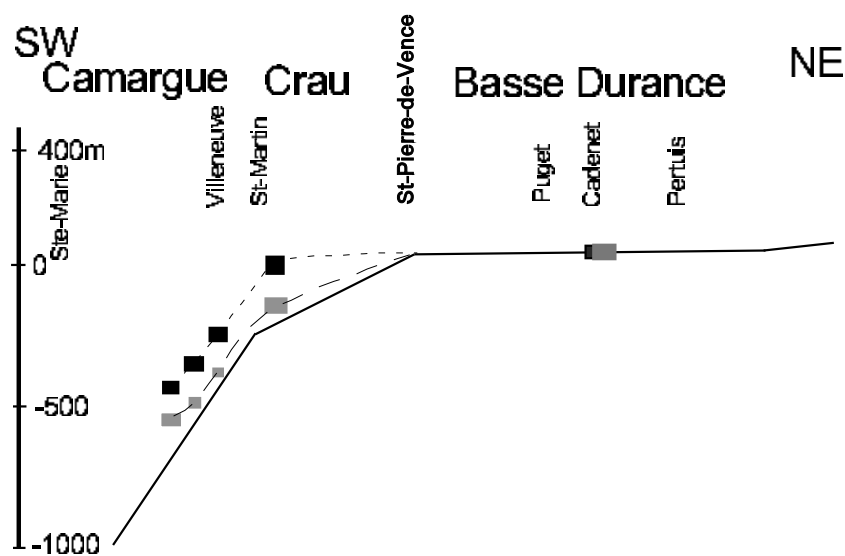


FIG. 6.25 – Synthèse sur l'effet de l'isostasie sur la vallée messinienne de la Durance en fonction de la rigidité flexurale ($D = 10^{20} \text{ Nm}$ en gris et $D = 10^{24} \text{ Nm}$ en noir).

6.2.2 Application au Nil messinien

En vue de vérifier les interprétations obtenues sur le Rhône et la Durance, nous avons voulu procéder à une étude similaire pour le Nil messinien. Toutefois, le manque de données en amont du Caire en limite l'utilisation. Nous présentons cependant ces résultats, dans le but de montrer tout l'intérêt qu'il pourrait y avoir à étudier le profil longitudinal du Nil messinien pour la compréhension de la crise messinienne, mais également pour la détermination des propriétés mécaniques de la lithosphère.

Les déformations post-messinienes à l'embouchure du Nil sont assez importantes. Un très fort taux de subsidence post-messinien se produit pour le delta du Nil [122]. De plus cette zone est le lieu à la fois d'une tectonique crustale classique, mais aussi d'une tectonique salifère.

A Assouan, l'effet de l'incision de la vallée n'a produit aucune compensation isostatique (*fig. 6.26 A*). Au Caire par contre la surrection provoquée par l'érosion est comprise entre 40 et 200 m suivant la rigidité flexurale, respectivement $D = 10^{24} Nm$ et $D = 10^{20} Nm$ (*fig. 6.26 B*). Nous avons pris le relief initial à environ -50 m en accord avec les données du puits de Khatatba-1 [22]. On retrouve le même ordre de grandeur en aval du Caire (*fig. 6.26 C*). Pour l'évaluation de la compensation isostatique, nous avons choisi de minimiser la quantité de matière érodée lorsqu'il y avait un doute, afin de ne pas surestimer l'effet de l'isostasie.

Par exemple, pour la reconstruction de la vallée messinienne en aval du Caire, nous avons choisi de prendre la section de vallée minimisant l'incision (*fig. 6.26 C*). Une faille décale de plusieurs centaines de mètres la hauteur des flancs de la vallée 50 km en aval du Caire [22]. Pour l'évaluation de la quantité de matière érodée nécessaire au calcul de la compensation isostatique, nous avons pris l'hypothèse la plus faible (i.e. celle pour laquelle la vallée incisée est la moins profonde) pour minimiser l'effet de la surrection.

En ce qui concerne l'effet produit par la chute de la mer Méditerranée, on a comme pour le Rhône une diminution de la surrection avec l'éloignement à la côte (*fig. 6.11*).

En faisant la somme de la surrection théorique provoquée par la chute de la mer Méditerranée et celle provoquée par la profonde incision des vallées, on obtient des valeurs importantes (*fig. 6.27*).

La lacune concernant la géométrie de la vallée messinienne du Nil entre Assouan et Le Caire, ne permet pas de déterminer le profil longitudinal du Nil et l'effet de l'isostasie dans cette zone. Si l'analyse effectuée sur le Rhône est bonne nous devrions trouver un profil du type (2), en supposant qu'il n'y a pas eu de tectonique post-messinienne dans la région du Nil (*fig. 6.27*). Le profil (1) correspond au profil approximatif tenant compte de l'effet de l'isostasie. En effet le profil (1) a les propriétés suivantes :

- Il correspond à un profil qui a été à l'équilibre suite à un abaissement de 500-600 m du niveau de base durant une première phase (intersection avec le relief initial à 500-600 m).
- Il correspond à un profil qui a subi une seconde phase d'abaissement d'environ 1300-1500 m.

6.3 Détermination de la rigidité flexurale par l'analyse des rivières

Il ne faut pas penser que le profil longitudinal des paléo-fleuves est nécessairement celui tel qu'il était débarrassé des déformations post-incision. Le paléo-profil enregistre également les déformations tectoniques qui ont lieu au cours de l'incision, y compris les déformations provoquées par la compensation isostatique bien que celle-ci ait disparue. Par ce biais, les paléo-profils pourraient permettre la détermination de certaines propriétés rhéologiques de la lithosphère. En effet, en reconstruisant le paléo-profil tel qu'il était juste avant d'être comblé, on dispose d'un enregistrement des déformations dont on peut isoler la composante isostatique si on connaît les déformations post-incision (*fig. 6.3*).

Dans le cas précis que nous avons étudié, soit les profils sont à l'équilibre et alors on peut ajuster les paramètres rhéologiques (notamment la rigidité flexurale D , ou l'épaisseur élastique T_e) pour modéliser

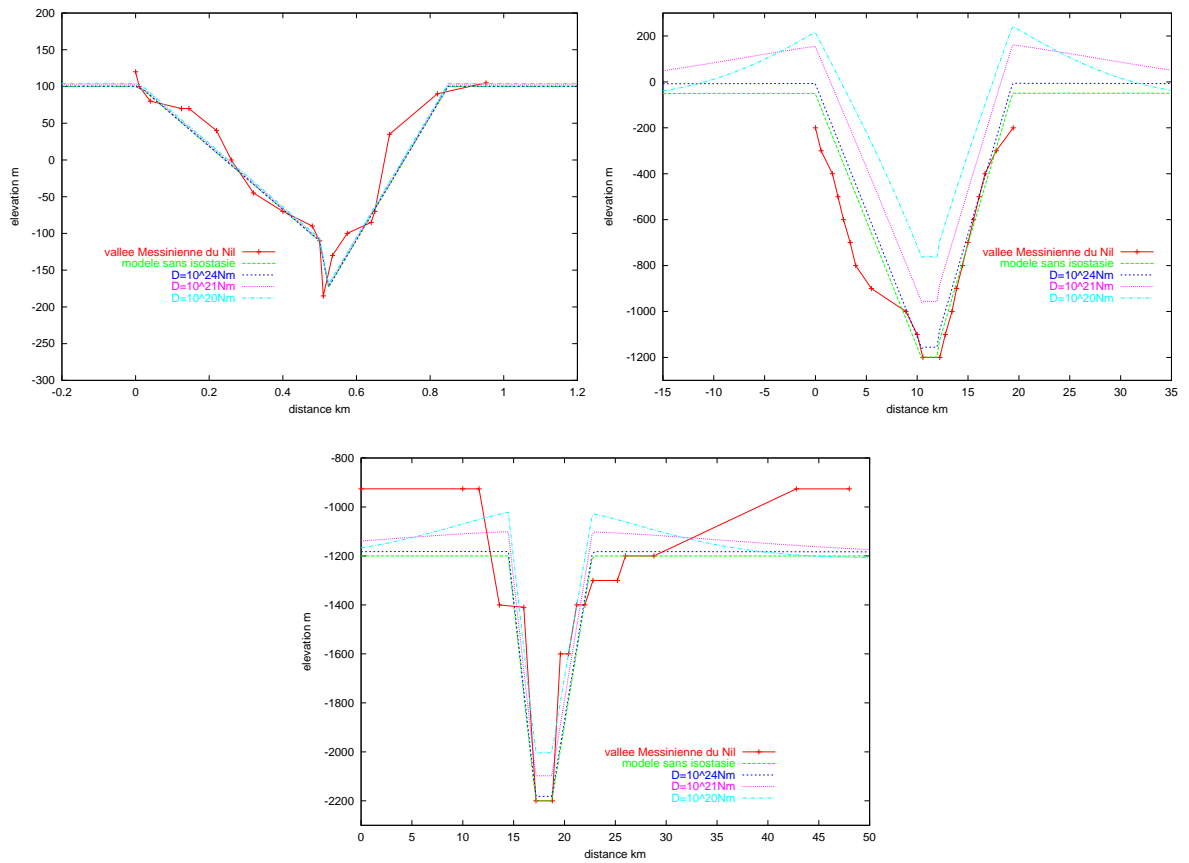


FIG. 6.26 – *Effet de l'isostasie sur la vallée messinienne du Nil (A) à Assouan (Coupe de la vallée du Nil dans la région d'Assouan, d'après Chumakov (1973)), (B) au Caire (Coupe de la vallée du Nil au Caire, d'après Barber (1981)), (C) 50 km en aval du Caire (Coupe de la vallée du Nil 50 km en aval du Caire, d'après Barber (1981)) .*

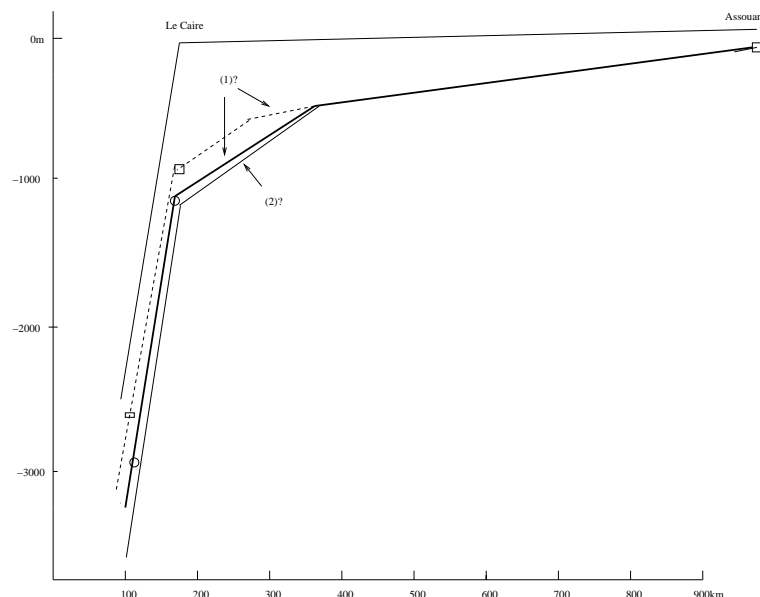


FIG. 6.27 – Profil longitudinal du Nil avant et après la crise messinienne. Tentative de reconstruction du profil messinien du Nil entre Le Caire et Assouan avant (2) et après (1) avoir considéré la compensation isostatique.

un état initial à l'équilibre, soit les profils ne sont pas à l'équilibre et la comparaison des profils longitudinaux permet d'extraire l'influence des autres facteurs (comme le polyphasage de l'abaissement) et d'obtenir également un moyen de mesurer les propriétés rhéologiques de la lithosphère (fig. 6.28).

Les résultats obtenus pour le Rhône laissent penser que la rigidité flexurale est comprise entre $D = 10^{22} Nm$ et $D = 10^{24} Nm$. Ceci est en accord avec les résultats de précédents auteurs comme nous l'avons signalé auparavant.

Néanmoins, il faudrait, pour affiner les résultats, pouvoir disposer du profil longitudinal du Nil entre Le Caire et Assouan. Ceci permettrait également de confirmer l'analyse du polyphasage de l'abaissement de la mer Méditerranée.

En effet, nous proposons de déterminer la rigidité flexurale par l'analyse du profil longitudinal des rivières messiniennes. On doit en effet retrouver les mêmes ruptures de pente pour le Rhône et pour le Nil, ainsi que des niveaux d'abaissement similaires (fig. 6.27). Ceci permettrait de caler la valeur de la rigidité flexurale nécessaire pour obtenir un scénario identique dans le cas du Rhône et du Nil.

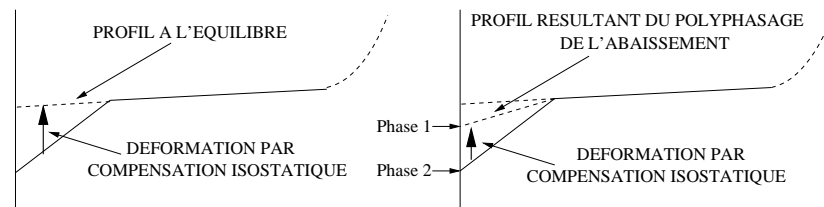


FIG. 6.28 — Méthode pour la détermination des propriétés rhéologiques de la lithosphère à partir de profil longitudinaux. Les niveaux “phase 1” et “phase 2” doivent être à la même altitude pour le Rhône et le Nil.

Conclusions

La quantification de la compensation isostatique provoquée par l'incision des vallées et le délestage hydrique a permis d'estimer la surrection provoquée par la crise messinienne et de confirmer un abaissement maximal d'environ 1500 m plutôt que de 2500 m. Le profil longitudinal résultant a ensuite été interprété à partir d'un abaissement polyphasé. Cette méthode de reconstruction, appliquée à plusieurs fleuves, permet de déterminer l'impact du rebond isostatique et de quantifier la valeur de la rigidité flexurale.

Chapitre 7

Conclusion

Il est possible d'enregistrer dans les fleuves non seulement la tectonique crustale classique (surrection du Bassin de Paris) et les variations climatiques à travers les terrasses fluviales, mais aussi la tectonique "autocyclique" (l'isostasie) dans les paléo-profilés des fleuves ayant été profondément incisés (Rhône messinien).

Le profil d'équilibre des fleuves évolue de façon dynamique en fonction des variations spatiales et temporelles des différents paramètres contrôlant l'évolution des fleuves. Ceci permet de quantifier, pour des échelles de temps supérieures au cycle climatique, les propriétés mécaniques de la croûte, le taux de surrection et les variations relatives de débit liquide et d'apport en matériel solide.

Le travail réalisé au cours de cette étude a permis d'établir une synthèse sur les périodes d'érosion et de sédimentation dans les fonds de vallée pour le Nord-Ouest de l'Europe ainsi que de mettre en évidence le mécanisme contrôlant l'évolution des fonds de vallée à l'échelle d'un cycle climatique à travers la simulation des variations de débits liquides et de la stabilité des versants. L'analyse des processus a permis de souligner le rôle des seuils sur les débits pour la modélisation de l'érosion fluviale long-terme. L'influence des différents paramètres a pu être en partie discriminée pour les différents fleuves. La surrection tectonique du Bassin parisien a été quantifiée à l'échelle du dernier million d'années. Celle-ci n'est pas homogène dans l'espace. A cette même échelle de temps, le modèle ne permet pas de mettre en évidence des changements de la surrection tectonique dans le Bassin parisien.

Le profil longitudinal du Rhône messinien d'où a été retirée la tectonique post-messinienne a été reconstruit. L'effet de l'isostasie provoqué par la baisse de la mer Méditerranée d'environ 1500 m et la profonde incision de la vallée du Rhône ont modifié l'allure du profil longitudinal du fleuve dans sa partie aval. Une rupture de pente, encore présente dans le profil longitudinal du Rhône après la reconstruction, suggère un polyphasage de l'abaissement. Au cours de la première phase un abaissement de 500-600 m s'est produit, la seconde phase, plus courte, a été supérieure à 1300 m d'abaissement.

Si cette étude a permis de répondre à un certain nombre de questions, elle n'épuise pas pour autant le sujet. De nouveaux objets d'étude se dégagent et des approfondissements sont rendus nécessaires :

(1) Une prise en compte de la variation de la taille des bassins versant dans le temps se pose. De plus l'intégration de processus pour décrire la croissance du réseau hydrographique (même dans le cadre d'un réseau déjà bien développé et proche de l'équilibre) pourrait améliorer le modèle. Une modélisation plus précise du rôle des affluents et des changements de lithologie est nécessaire pour l'interprétation des terrasses de la Marne.

(2) Pour la détermination des propriétés mécaniques de la lithosphère, la comparaison entre le Rhône messinien et le Nil messinien pourrait permettre de quantifier celle-ci par une méthode élégante.

Symbole	signification	unité
A	Perte en terre estimée	dimension m/s
A_H	Constante de Hamaker	J
a	Coefficient de proportionnalité	dimensionné
A_0	Constante de la force agissant sur les grains de petite taille	dimensionnée (Nm ou Nm^2 ou $Nm^{1/2}$)
$A_{drainage}$	Aire drainée	m^2
a_w	Coefficient de proportionnalité empirique entre la largeur et le débit	s/m^2
B	Apport latéral en sédiment	m/s
b	Exposant	sans dimension
b_w	Exposant de la relation empirique entre la largeur et le débit	sans dimension
C	Cohésion	Pa
C_D	Coefficient de dragage	sans dimension
C_{veg}	Facteur couverture végétale	
D	Rigidité flexurale	Nm
d	Densité du réseau hydrographique	
d_{dist}	Distance entre les particules	m
E	Module d'Young	Pa
EVT	Evapotranspiration	m/s
F	Nombre de Froude	sans dimension
F_D	Force d'entraînement	$kgms^{-2}$
$F_{frottement}$	Force de frottement	$kgms^{-2}$
f_{DW}	Coefficient de Darcy-Weisbach	sans dimension
$f()$ et $F()$	Fonction	
F_w	Poids	$kgms^{-2}$
g	Accélération de la pesanteur	ms^{-2}
$h, h(x)$	Profondeur de la rivière	m
h_a	Exposant de Hack	sans dimension
h_1	Coefficient pour le calcul de la profondeur d'eau	dimensionné, dépend de h_2
h_2	Coefficient pour le calcul de la profondeur d'eau	sans dimension
I	Infiltration	m/s
k	Constante de proportionnalité entre le débit sédimentaire, le débit liquide, la géométrie du chenal et la pente	m^{-1}
k_A	Coefficient	dimensionné, dépend de n_{A_5}
k_a	Coefficient empirique (relation pente/aire de drainage)	dimensionné
K_B	Coefficient de proportionnalité entre le débit sédimentaire et la pente	m^3/s

k_b	Coefficient de diffusion	
K_p	Coefficient de proportionnalité pour le profil longitudinal empirique	m
K_r	Facteur d'érodabilité du sol	
k_L	Coefficient de diffusion	sans dimension
K_i	Coefficient de diffusion	m^{-1}
K_{i_2}	Coefficient de proportionnalité pour l'équation stream power	dimensionné, dépend des puissances
k_{st}	Coefficient d'érodabilité entre le taux d'érosion et l'intensité du flux	dépend de la forme de l'intensité du flux et de la valeur de la puissance
$k_{s_1}, k_{s_2}, k_{s_3}$	Coefficients de proportionnalité pour le débit sédimentaire	dépend de la valeur des puissances
k_t	Coefficient d'amortissement temporel	dimensionné
k_x	Coefficient d'amortissement spatiale	dimensionné
K_w	Constante de diffusivité (processus de versant)	m^2/s
k_z	Coefficient de diffusivité	m^2/s
k_1	Coefficient de proportionnalité pour l'équation de surcharge sédimentaire	m^{-2}
k_2	Coefficient de proportionnalité pour la relation sur le flux sédimentaire	sm^{-2}
L	Longueur du drain	m
l	Epaisseur asthénosphère	m
L_s	Facteur intensité-longueur de pente	
M	Masse	kg
$N(x)$	Force horizontale par unité de largeur	$kgms^{-2}$
N_{niv}	Couverture nivale	m/s
N_m	Coefficient de Manning	sans dimension
n_{A_5}	Puissance pour la relation entre l'aire de drainage et l'abscisse curviligne	sans dimension
$n_{s_1}, n_{s_2}, n_{s_3}$	Puissance pour la pente	sans dimension
$n_{Q_1}, n_{Q_2}, n_{Q_3}$	Puissance pour le débit d'eau	sans dimension
n_{r_1}, n_{r_2}	Puissance pour la taille des grains	sans dimension
n_t	Puissance de la relation entre la contrainte et le débit sédimentaire	sans dimension
P	Précipitation	m/s
P_{agri}	Facteur "pratiques culturelles"	
p_0	Porosité	sans dimension
$P_{ref}(x)$	Poids de la colonne de référence	$kgms^{-2}$
Q	Débit d'eau	m^3/s
q	Débit d'eau par unité de largeur	m^2/s
Q_b	Débit de crue	m^3/s
Q_s	Débit sédimentaire	m^3/s
q_s	Débit sédimentaire par unité de largeur	m^2/s

Q_s^{eq}	Débit sédimentaire à l'équilibre	m^3/s
q_{sc}	Débit sédimentaire par unité de largeur provenant des versants	m^2/s
r	Taille des grains	m
R	Rayon hydraulique de la rivière	m
R_e	Nombre de Reynolds	sans dimension
R_p	Facteur pluie et ruissellement	
r_0	Coefficient pour la taille des particules	m
r_1	Coefficient pour la taille des particules	m^{-1}
S_m	Pente moyenne	sans dimension
S_e	Pente de l'énergie	sans dimension
$S = \tan\beta$	Pente	sans dimension
$s(x)$	Compensation isostatique sans tenir compte de la flexure	m
s_1	Coefficient pour le calcul de la pente	dimensionné, dépend du coefficient s_2
s_2	Coefficient pour le calcul de la pente	sans dimension
t	Temps	s
t_c	Epaisseur de la croute	m
t_s	Temps caractéristique	s
T_0	Déplacement tectonique	m/s
T_e	Epaisseur élastique	m
$T_s(x)$	Terme spatial	m^{-1}
$T_t(t)$	Terme temporel	m^{-1}
V_{fluide}	Vitesse du fluide	m/s
V_s	Vitesse des sédiments	m/s
V_{crit}	Vitesse critique du fluide	m/s
V_X	Vitesse de l'écoulement suivant l'axe X	m/s
V^*	Vitesse de l'eau sur le fond de la rivière	m/s
w et $w(x)$	Largeur de la rivière	m
w_1	Coefficient pour le calcul de de la largeur	dimensionné, dépend de w_2
w_2	Coefficient pour le calcul de la largeur	sans dimension
x	Abscisse curviligne	m
z	Coordonnée d'altitude	m
$z_{initial}(x)$	Altitude initiale	m
$d\alpha$	Elément de volume	m^3
β	Angle de la pente	degré
η	Viscosité dynamique	m^2/s
γ	Exposant positif de l'équation Stream Power	sans dimension
ϕ	Angle de friction	degré
Γ	Fonction de la température. Pas de sens physique	m/s
ν	Coefficient de Poisson	sans dimension
$\omega(x)$	Compensation isostatique en tenant compte de la flexure	m

ω et ω_c	Puissance unitaire du flux et puissance unitaire du flux au seuil de mise en mouvement	$kg s^{-3}$
Ω	Volume	m^3
ψ	Intensité du flux	$kg m^{-1} s^{-2}$ ou $kg s^{-3}$
ψ_c	Intensité critique du flux	$kg m^{-1} s^{-2}$ ou $kg s^{-3}$
ρ	masse volumique	kg/m^3
ρ_a	masse volumique asthénosphère	kg/m^3
ρ_c	masse volumique croûte	kg/m^3
ρ_f	masse volumique fluide	kg/m^3
ρ_s	masse volumique des sédiments	kg/m^3
ρ_w	masse volumique de l'air	kg/m^3
ρ_m	masse volumique du manteau	kg/m^3
σ_1	Contrainte principale	$kg m^{-1} s^{-2}$
σ_2	Contrainte secondaire	$kg m^{-1} s^{-2}$
τ	Contrainte de cisaillement	$kg m^{-1} s^{-2}$
τ_c	Contrainte critique	$kg m^{-1} s^{-2}$
θ	Coefficient empirique (relation pente/aire de drainage)	sans dimension
Σ	Surface	m^2

Bibliographie

- [1] Alduc D., Auffret J-P., Carpentier G., Lautridou J-P., Lefebvre D., Porcher M., Nouvelles données sur le pléistocène de la vallée de la Seine et son prolongement sous-marin en Manche orientale. Bulletin d'information des Géologues du bassin de Paris, 16 (n.2), 27-34, 1979.
- [2] Allen J.R.L., Principles of Physical Sedimentology, Georges Allen and Unwin, London, 272 pages, 1985.
- [3] Allen L.G., P.L. Gibbard, Pleistocene evolution of the Solent river of southern England. Quaternary Science Reviews, vol.12, 503-528, 1993.
- [4] Angelier J., R.F. Chen, Soulèvement et plissement tectoniques révélés par analyse mathématique empirique de profils longitudinaux de rivières : un cas à Taïwan. C.R. Géoscience 334, 1103-1111, 2002.
- [5] Antoine P., Les terrasses quaternaires du bassin de la Somme : étude géologique et géomorphologique. Contribution à la connaissance du paleo environnement des gisements paleolithiques. Thèse Université de Lille, 437 pages+annexes, 1989.
- [6] Antoine P., The Somme valley terrace system (northern France) ; a model of river response to Quaternary climatic variations since 800000 bp. *Terra Nova*, 6 p453-464, 1994.
- [7] Antoine P., Munaut A., Sommé J., Réponse des environnements aux climats du début glaciaire Weichselien : données de la France du Nord-Ouest. *Quaternaire*, 5, 151-156, 1994.
- [8] Antoine P., Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du Bassin de la Somme (Nord de la France). *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, n.1, 16 pages, 1996.
- [9] Antoine P., Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du Bassin de la Somme (Nord de la France). *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 51, n.1, 16 pages, 1997.
- [10] Antoine P., Évolution tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats. *C.R. Géosciences*, 325, 35-42, 1997.
- [11] Antoine P. L'évolution climatique du bassin de la Somme depuis 20 000ans. *Lettre n. 10 du Programme International Géosphère Biosphère-Programme Mondial de recherches sur le climat*, 1998 ?.
- [12] Antoine P. et 21 coauteurs, Les formations quaternaires de la France du nord-ouest : limites et corrélations. *Quaternaire*, 9 (3), 227-241, 1998.
- [13] Antoine P, Lautridou J-P., Laurent M., Long-term fluvial archives in NW France : response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*, 33, 183-207, 2000.
- [14] Antoine P., Fagnart J-P., Limondin-Lozouet N., Munaut A. V., Le tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données. *Quaternaire*, 11(2) 85-98, 2000.

- [15] Antoine P, La séquence stratigraphique de Cagny-cimetière (Somme) : fouille de 1993. L'Acheuléen dans la vallée de la Somme : données récentes. Publications du CERP, Université de Lille, n.6, 2001.
- [16] Antoine P., Munaut A.-V., Limondin-Lozouet N., Ponel P. Fagnart J.-P., Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires. In J.-P. Bravard et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, 15-27, 2002.
- [17] Auffret J.-P., Alduc D., Larsonneur C., Smith A.J., Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche Orientale, Annales Institut Océanographique, t.56, p.21-35, 1980.
- [18] Bache F., Etude du Miocène du Golfe du Lion : description des unités sismiques, évolution de la marge. Mémoire de DEA "dynamique et environnements Sédimentaires, 52 pages, 2003.
- [19] Bagnold R.A., The flow of cohesionless grains in fluid. *Philosophical transactions of the Royal society of London*, ser A, 249, p235-297, 1956.
- [20] Bagnold R.A., Sedimentation : beach and nearshore processes. *The sea*, edited by M.N. Hill, Interscience Publishers, vol.3, p507-528, 1963.
- [21] Ballesio R., Étude stratigraphique du Pliocène Rhodanien. Documents des Laboratoires de Géologie de la faculté des sciences de Lyon, edited by Université Claude Bernard, n.53, 333p, 1972.
- [22] Barber P. M., Messinian subaerial erosion of the proto-Nile Delta. *Marine Geology*, 44, 253-272, 1981.
- [23] Bassinot F.C., Analyse paléo-océanographique à haute résolution des carbonates pélagiques des océans indien et pacifique en région tropicale. Thèse de 3eme cycle, Université Aix-Marseille III, 216 pages, 1996.
- [24] Bassinot F.C., L. Beaufort, E. Vincent, L.D. Labeyrie, F. Rostek, P.J. Muller, X., Quidelleur, Y. Lancelot. Coarse fraction fluctuations in pelagic carbonate sediments from the tropical Indian ocean : a 1500-kyr record of carbonate dissolution. *Paleoceanography*, vol.9, n.4, 579-600, 1994.
- [25] Baudoin B., Accarie H., Berger E., Brulhet J., Cojan I., Haccard D., Mercier D., Mouroux B. Caractérisation de la "crise messinienne" et de la reinondation Pliocène. Journée scientifiques ANDRA, p27-28, 1997.
- [26] Baumard B., Valorisation de données pour l'étude de la crise messinienne dans le Gard rhodanien et la moitié Est de la France. Thèse de l'école des Mines de Paris, 260 pages, 2001.
- [27] Blanc P.L., The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar strait : assessing the size of a cataclysm. *Geodynamica acta*, 303-317, 2002.
- [28] Begin Z.B., D. F. Meyer, S. A. Schumm. Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 6, 49-68, 1981.
- [29] Bellaiche, G., Coutellier, V., Droz, L., Orsolini, P., Mear, Y., 1984. Detailed Morphology of the Continental Margin of Western Provence (France). *Compte rendue Academie des Sciences* 298, serie II, n.19, 851-856.
- [30] Bellaiche, G., Coutellier, V., Droz, L., 1988. Sedimentary structure and evolution of the lower slope and continental rise off the Gulf of Lions and western Provence since the late Miocene. *Compte rendue Academie des Sciences* 307, serie II, 957-963.
- [31] Berger A., M.F. Loutre, 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary science reviews*, vol. 10, p. 297-317.
- [32] Besson D., et al., 2002. Clauzon et Mocochain in Besson et al., Le miocène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal, Livret guide d'excursion du congrès STRATI 2002 Lyon (à paraître in Publications A.S.F.), 162 pages.

- [33] Blum M.D., Price D.M., Quaternary alluvial plain construction in response to glacio-eustatic and climatic controls ,Texas gulf coastal plain, Relative Role of eustasy, climate and tectonism in Continental Rocks, SEPM special publication, n.59, 31-48, 1998.
- [34] Bogaart P.w., R.T. van Balen, Numerical modeling of the response of alluvial rivers to quaternary climate change. *Global and planetary change*, 27, 147-163, 2000.
- [35] BogaartP.W., Tucker G.E., de Vries J.J., Channel network morphology and sediment dynamics under alternating periglacial and temperate regimes : a numerical simulation study. *Geomorphology*, 54, 257-277, 2003.
- [36] Bourdier F, Excursion dans le bassin de Paris de l'Association Internationale pour l'étude du Quaternaire du 18 au 28 aout 1969 : Etude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. Bull. d'information des Géologues du bassin de Paris, n.21, 169-220, 1969.
- [37] Bray D.I., Regime equations for gravel-bed rivers. Gravel-bed Rivers, edited by R.D. Hey, J.C. Bathurst and C.R. Thorne, 1982 John Wiley and Sons Ltd, 522-542, 1982.
- [38] Bridgland D.R., Fluvial deposition on periodically emergent shelves in the Quaternary : example records from the shelf around Britain. *Quaternary International* 92, 25-34, 2002.
- [39] Brocard G.Y., P.A. van der Beek, D.L. Bourlès, L.L. Siame, J-L. Mugnier, Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assesment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Erth and planetary science letters* 209, 197-214, 2003.
- [40] Callot J-P., Geoffroy L., Merle O., Approche expérimentale de la tectonique de l'Etna. Bull. Soc. géol. France, t.171, n.1, p.59-70, 2000.
- [41] Carlston C.W., Slope-discharge relations for eight rivers in the United States. United States Geological Survey Professional paper 600D, 45-7, 1968.
- [42] Carrier F., Recherche de marqueurs géomorphologiques pertinents du signal tectonique et de l'érosion associée : réseaux hydrographiques, niveaux pédologiques et archéologiques, DEA Rouen, 54 pages, 2001.
- [43] Cattin R., Avouac, Modelling moutain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *J. Geophys. Res.*, 105 (B6), 13,389-13,407, 2000.
- [44] Cerdan O., Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés. Thèse de 3eme cycle, Université d'Orléans, 185 pages, 2001.
- [45] Champion C., Déformation de la Provence occidentale depuis le Miocène : étude structurale, utilisation de surfaces géomorphologiques marqueurs et analyse quantitative du relief. Thèse Université Aix-Marseille III, 213 pages.
- [46] Chardon D., Bellier O., Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline. Bull. Soc. géol. Fr., t.174, n.5, 497-510, 2003.
- [47] Chumakov I.S., Geological history of the Mediterranean at the end of the Miocene, and the beginning of the Pliocene according to new data. In W.B.F.Ryan, K.J. Hsü et al., Initial reports of the Deep sea drilling project, 13(2) U.S. Gvt. Printing office, Washington D.C., 1241-1242, 1973.
- [48] Cita, M.B. Mediterranean Evaporites : Paleontological Arguments for a Deep-bassin Dessication Model. Messinian events in the Mediterrenean, edited by C.W. Drooger, North Holland publish. co, 206-228, 1973.
- [49] Ciry R., Le rôle du sous-sol gelé quaternaire dans le modelé des plateaux bourguignons. Comptes Rendus Académie des Sciences, 1959.

- [50] Clauzon G. Le canyon messinien du Rhone : une preuve decisive du dessicated deep-basin model. *Bull. Soc. geol. France*, 1982, (7), t. XXIV, n.3,p597-610.
- [51] Clauzon G. et al. Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. Travaux de l'URA 903, n.XIX, 78 pages, 1990.
- [52] Clauzon G., Rubino J-L., B. Savoye, Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast : a typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons. IAS 16th Regional meeting of sedimentology- Field trip guide book. Publication ASF, n.23, 254 pages, 1995.
- [53] Clauzon, G., Suc, J-P., Gautier, F., Gautier, A., Berger, A., Loutre, M-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis ; controversy resolved ? *Geology* 24, 363-366.
- [54] CNRS/INSU. Paléoclimatologie,paléoenvironnement. Colloque de Garchy, 17-18 décembre 1998, 80 pages, 2000.
- [55] Cojan I., M. Renard, Sédimentologie, édition Dunod, 418 pages, 1999.
- [56] Cojan I., Voinchet P., Quantification de l'érosion : Essais de datation de terrasses alluviales par méthodes ESR. Rapport interne ANDRA CRP 0ARM01-015. 49 pages, 2002.
- [57] Cojan I., O. Stab, Quantification de la dynamique de l'érosion dans le Nord-Est de la France à partir de la modélisation des cours d'eau. Rapport interne ANDRA D RP 0ARM 00-001, 89 pages, 2001.
- [58] Cojan I., La métamorphose des rivières. Rapport interne ANDRA D RP 0ARM 97-004, 48 pages, 1997.
- [59] Colson J.,O. Stab,B. Beaudoin, Modélisation d'un incision future de type messinien du système Rhône-Cèze. *Rapport ANDRA D RP 0ARM 97-016/A*,2000.
- [60] Crave A., Quantification de l'organisation des réseaux hydrographiques. Thèse de doctorat de l'Université de Rennes I,n. 65, 179 pages, 1995.
- [61] Culling W.E.H. Analytical theory of erosion. *Journal of Geology*,68,336-33,1960.
- [62] kaufmann G., J. Braun. Modelling karst denudation on a synthetic landscape. *Terra Nova*, 13, 313-320, 2001.
- [63] Dade W.B., A.R.M. Nowell, P.A. Jumars. Predicting erosion resistance of muds. *Marine Geology*, 105, p. 285-297, 1992.
- [64] Demarcq, G., 1970. Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. Mémoires du BRGM 61, 257 pages.
- [65] Dollfus G.F., Des derniers mouvements du sol dans les bassins de la Seine et de la Loire. VIIIe Congrès géologique, p. 544-560, 1900.
- [66] Durand Delga M., La Mediterranee occidentale : etapes de sa genese et problemes structuraux liess a celle-ci. *Mem. h.-ser. Société geologique de France*,n°10, p.203-224,1980.
- [67] Dury G.H., Theoretical implications of underfit streams. U.S. geol. Survey Prof. paper, 452-C, 42 pages, 1965
- [68] Einstein H.A., The bedload function for sediment transportation in open channel flows. *United States Departement of agriculture Technical Bulletin*, n.1026, 71 pages, 1950.
- [69] Emery D., Myers K.J. (éditée par), Sequence stratigraphy, Blacwell Science, 298 pages, 1996.
- [70] Emiliani C., Paleotemperature analysis of Caribean cores P6304-8 and P6304-9 and e generalized temperature curve for the past 425000years. *Journal of Geology*, 74, 109-126, 1966.
- [71] Fauquette S., J. Guiot, M. Menut, J-L. de Beaulieu, M. Reille, P. Guenet, Vegetation and climate since the last interglacial in the Vienne area (France). *Global and Planetary change*, 20, p. 1-17, 1999.

- [72] Franssen E.K., R.H. Goldstein, R. Farr, Quantitative controls on location and architecture of carbonate depositional sequences upper miocene, Cabo de Gata, SE Spain. *Journal of sedimentary Research*, vol. 68, n.2, march 1998, p283-298.
- [73] Funnell B., Global sea-level and the pen-insularity of late Cenozoic Britain, in *Island Britain : a Quaternary perspective*. Preece ed, Geological society special publication, p. 3-13, 1995.
- [74] Gardner T.W., Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological society of America Bulletin*, v.94, 664-672, 1983.
- [75] Gargani J., Modélisation mécanique de la déformation du rift de Corinthe. mémoire de DEA, 39 pages, 2000.
- [76] Gay I., J.J. Macaire, C. Cocirta, Evolution qualitative des flux particulières depuis 12600 ans dans le bassin du lac Chambon, Massif central, France. *Bull. Soc. géol France*, t.169, n. 2 p. 301-314, 1998.
- [77] Gibbard P.L., The formation of the strait of Dover. *Geological Soc. Special Publication*, 15-26, 1995.
- [78] Goffé B., Guerin R., Mercier E., Loueille N., Pubellier M., Le contrôle tectonique de la morphologie de la Baie de Somme, ses conséquences sur la sédimentation. Actes du colloque "La baie de Somme en Question" ed. LPBS, Amiens, 25-32, 1998.
- [79] Govers G. Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow *Overland Flow, hydraulics and erosion mechanics*, edited by A.J. Parsons and A.D. Abrahams, UCL press, 243-273, 1992.
- [80] Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A., 2000. Geological history of the Gulf of Lions : mapping the Oligocene-Aquitainian rift and Messinian surface. *Geologie de la France* 3, 67-97.
- [81] Guiot J., A., Pons, J.L. de Beaulieu, M. Reille. A 140000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, vol. 338, 309-313, 1989.
- [82] Hallet B., L. Hunet, J. Bogen, Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers : a review of field data and their implications, *Global and Planetary Changes*, 12, 213-235, 1996.
- [83] Hamaker H.C., 1937, The London-van der Waals attraction between spherical particles, *Physica* 4, 1058.
- [84] Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the triassic (250ma to the present) *Science* 235, 1156-1167.
- [85] G. S. Hancock, R.S. Anderson, K. X. Whipple. Beyond Power : Bedrock River Incision Process and Form. *Rivers Over Rock : Fluvial Processes in Bedrock Channels*, edited by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, AGU Monogr, 35-60, 1998.
- [86] Hardenbol et al. - Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European basins, In : De Graciansky et al., Eds. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European basins*, SEPM Special Pub. 60, 1998.
- [87] Harmand D., Histoire de la vallée de la Meuse Lorraine. Presses universitaires de Nancy (coll. "Etude géographiques"), 146 pp., 1992
- [88] Hassani R., Chery J. Anelasticity explains topography associated with Basin and Range normal faulting. *Geology*, v.24, no12, 1095-1098, 1996.
- [89] Hatté C., Antoine P., Fontugne M., Rousseau D-D., Tisnérat-Laborde N., L. Zoller. New chronology and organic matter $\delta^{13}C$ paleoclimatic significance of *Nußloch* loess sequence (Rhine valley, Germany). *Quaternary International* 62, 85-91, 1999.
- [90] R.D. Hey. Gravel-bed Rivers : form and processes. *Gravel-bed Rivers*, edited by R.D. Hey, J.C. Bathurst and C.R. Thorne, 1982 John Wiley and Sons Ltd, 5-13, 1982.

- [91] R.D. Hey. Design equations for mobile gravel-bed rivers. Gravel-bed Rivers, edited by R.D. Hey, J.C. Bathurst and C.R. Thorne, 1982 John Wiley and Sons Ltd, 487-508, 1982.
- [92] A.D. Howard, W.E. Dietrich, M.A. Seidl. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales Journal of Geophysical Research, vol 99, NO. B7, p 13,971-13,986, july 10, 1994.
- [93] A.D. Howard. Long Profile Developpement of Bedrock Channels : Interaction of Weathering, Mass Wasting, Bed Erosion, and Sediment Transport. Rivers Over Rock : Fluvial Processes in Bedrock Channels, edited by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, AGU Monogr, 297-319 1998.
- [94] Hjulstrom F., Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bulletin of the Geological institution of the University of Uppsala*, 25, p221-527, 1935.
- [95] Holbrook J., S.A. Schumm, Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation : a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics* 305, 287-306, 1999.
- [96] Hsü K.J., Cita M.B.. The origin of the Mediterranean evaporites. Initial reports of the deep sea drilling project. Government Printing Office. Washington, 13 : 1203-1231, 1973.
- [97] Imbrie J., Hays, Martinson, McIntyre, Mix, Morley, Pisias, Prell, Shackleton, The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record, in *Milankovitch and Climate, part I* edited by A., Berger, Imbrie, Hays, Kukla, Saltzman, 269-305, D. Reidel, Norwell, Mass., 1984.
- [98] Imbrie J. et al., Milankovitch and climate I Reidel Dordrecht (eds Berger, A.L., et al) 269-305, 1984.
- [99] Imbrie J. et al., On the structure and origin of major glaciation cycles 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, vol.7,n.6, 701-738, 1992.
- [100] Jaillet S. et al., Dynamique de l'évolution morphologique (2001) - site Meuse/Haute-Marne. Quantification de l'érosion, Rapport ANDRA DRP0G2R 01-001/A, 168 pages, 2 vol., 2001.
- [101] Zhenhua Jiang, 1995, The motion of sediment-water mixtures during intense bedload transport : computer simulations. *Sedimentology*, v. 42, p. 935-945.
- [102] King G., Ellis M., The origin of large local uplift in extensional regions, *Nature*, vol.348, 689-693, 1990.
- [103] Knighton D., *Fluvial Forms and processes*, published by Oxford University Press Inc., 383 pages, 1998.
- [104] Komar P.D., Entrainment of sediments from deposits of mixed grain sizes and densities. *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*, edited by P.A. carling et M.R. Dawson, John Wiley et SOns Ltd, 128-181, 1996.
- [105] Kooi H., Cloethingh S., Burrus J., 1992. Lithospheric Necking and regional Isostasy at extensional Basins 1. Subsidence and gravity modeling with an application to the gulf of Lions margin (SE France). *Journal of Geophysical research*, vol.97, NO. B12, p 17,553-17,571.
- [106] Kooi H., C. Beaumont. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins : Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *Journal of Geophysical Research*, vol 99, NO. B6, p 12,191-12,209, june 10, 1994.
- [107] Korsch R.J., Schäfer A., The Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin, south-west Germany and north-east France : basin formation and deformation in a strike-slip regime. *Geol. Rundsch.*, vol. 84, p.293-318, 1995.
- [108] Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J., Wilson D.S. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, vol.400, 652-655, 1999.

- [109] Kuntz G., Lautridou J-P., COntribution à l'étude du Pliocène et du passage Pliocène-Quaternaire dans les dépôts de la Forêt de la Londe, près de Rouen. Corrélations possibles avec divers gisements de Haute-Normandie. *Bull.Ass. Fr. Et. Quat.* 3-4, 117-128, 1974.
- [110] Lague D., Dynamique de l'érosion continentale aux grandes échelles de temps et d'espace : modélisation expérimentale, numérique et théorique. Thèse Université Rennes 1, 156 pages, 2001.
- [111] Lamb H.H., Climate : present, past and future. Volume 2 : Climatic history and the future. London : Methuen, 1977.
- [112] Lane, L.J., M.A. Nearing, J.M. Laften, G.R. Foster, M.H. Nichols. Description of the US department of agriculture water erosion prediction project (WEPP) model. Overland Flow, hydraulics and erosion mechanics, edited by A.J. Parsons and A.D. Abrahams, UCL press, 377-391, 1992.
- [113] Larue J.P., Etienne R., Les sables de Lozère et les sables de Sologne : nouvelles interprétations de deux décharges détritiques du Miocène inférieur, issues de la paléo-Loire (Bassin parisien, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 173,2, p.185-192, 2002.
- [114] Laurent M., Falguere C., Bahain J-J, Yokoyama Y., Géochronologie du système de terrasses fluviales quaternaire du bassin de la Somme par datation RPE sur Quartz, déséquilibres des familles de l'uranium et magnétostratigraphie, *C.R. Acad Sci. Paris*, t.318, sér.II, p.521-526, 1994.
- [115] Lautridou J-P., Auffret J-P., Baltzer A., Clet M., Lecolle F., Lefebvre D., Lericolais G., Roblin-Jouve A., Balescu S., Carpentier G., Descombes J-C., Occhietti S., Rousseau D-D., Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la société géologique de France*, 170 (n.4), 545-558, 1999.
- [116] Lavé J., Avouac J.P., Fluvial incision and tectonic uplift accross the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, vol.106, n.B11, p26,561-26-591, 2001.
- [117] Lefebvre D., Antoine P., Auffret J-P, Lautridou J-P, Lecolle F., Reponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pleistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5, p. 165-172, 1994.
- [118] Leopold L.B., M.G. Wolman. River channel patterns : Braided, meandering and straight. Technical Report 282-B, United States Geological Survey, 1957.
- [119] Le Pichon X., Pautot G., Auzende J.M. and Olivet J.L., La Mediterranee occidentale. Biochronologie, correlations avec les formations marines et echanges intercontinentaux. *Earth Planet. Sc. Lett.*, vol.13, p 145-152, 1971.
- [120] Lericolais G., Evolution Plio-Quaternaire du Fleuve Manche : stratigraphie et Géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire. Thèse université de Bordeaux I, 265 pages, 1997.
- [121] Lofi J., Rabineau M., Gorini C., Berne S., Clauzon G., De Clarens P., Tadeu Dos Reis A., Moutain G.S., Ryan W.B.F., Steckler M., Fouchet C. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity crisis. *Marine Geology* 198, 289-317, 2003.
- [122] Loncke Lies, Le delta profond du Nil : structure et évolution depuis le Messinien (Miocène Terminal). Thèse de doctorat de l'université Paris 6. 2002
- [123] Lopez S., Modélisation de réservoirs chenalisés méandriiformes : approche génétique et stochastique. Thèse Ecole des Mines de Paris, 264 pages, 2003.
- [124] Maddy D., D. Bridgland, R. Westaway. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames valley, UK. *Quaternary International* 79, 23-36, 2001.
- [125] Malinverno A., Cafiero M., Ryan W.B.F. and Cita M.B., Distribution of the Messinian sediments and erosional surfaces beneath the Tyrrhenian Sea : geodynamic implications. *Oceanol. Acta*, vol. 4, n.4, p.489-495, 1981.

- [126] Mandier, P., 1988. Le Relief de la moyenne vallée du Rhone au Tertiaire et au Quaternaire. Document du BRGM 151, 654p.
- [127] Mauffret A., Etude geodynamique de la marge des iles Baleares. *Mem. Soc. geol. France*, N.S., t LVI, n.132, 94 p., 1979
- [128] Mauffret A., Durand de Grossouvre B., Tadeu Dos Reis A., Gorini C., Nercessian A., 2001. Structural geometry in the Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology* 23, 1701-1726.
- [129] Maurin J-C., Renaud K., Isostasie flexurale et érosion différentielle : modélisation numérique appliquée au seuil du Poitou. *C.R.Geoscience*, 334, 1149-1155, 2002.
- [130] Mazek J.G., B.L. Isacks, E.J. Fieldind, Rift flank uplift in Tibet : Evidence for viscous lower crust, *Tectonics*, vol.13, no.2,659-667,1994.
- [131] McKenzie, J.A., Sprovieri, R., and Channell J.E.T. The terminal Messinian flood and earliest Pliocene paleoceanography in the Mediterranean : results from ODP Leg 107, Site 652, Tyrrhenian Sea. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 44 :81-91, 1990
- [132] Mégnien C. (sous la direction de). Synthèse géologique du bassin de Paris, mémoire BRGM n.101-102-103, 3 volumes, 1980.
- [133] Meyer. Evolution of the Universal soil loss equation. *Journal of soil and water conservation*, 39(2) : 99-104,1984.
- [134] Miller M.C., I.N. McCave, P.D. Komar, Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *sedimentology*, vol.24, p507-527, 1977.
- [135] D.R. Montgomery. *Valley incision and the uplift of mountain peaks*. *Journal of geophysical research*, vol. 99, No. B7, pages 13,913-13,921, juillet, 1994.
- [136] Montgomery D.R., M. Brandon. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters* 2001, 481-489, 2002.
- [137] Nearing M.A., A.D. Nicks. Evaluation of the water erosion prediction project (WEPP) model for hillslopes. *Modelling soil erosion by water*, NATO ASI series, edited by J. Boardman and D. Favis-Mortlock, vol.55, p43-53, 1998.
- [138] Norman S.E., Chase C.G.. Uplift of the shores of the western Mediterranean due to Messinian desiccation and flexural isostasy. *Nature*, vol. 322, 450-451, 1986.
- [139] Parize O., Quantification des faibles mouvements verticaux à l'échelle de 5 millions d'années, cadre géodynamique de l'Est de la France. Rapport Andra 620 ARM 96 003, 3eme partie, 100 pages, 1996.
- [140] Pastre J-F., Leroyer C., Limondin-Lozouet N., Chausse C., Fontugne M., Gebhardt A., Hatté C., Krier V., Le tardiglaciaire des fonds de vallée du bassin parisien (France). *Quaternaire*, 11, 107-122, 2000.
- [141] Pazzaglia F.J., T.W. Gardner, Late Cenozoic flexural deformation of the middle U.S. Atlantic passive margin. *Journal of geophysical research*, vol. 99, No. B6, pages 12,143-12,157, juillet, 1994.
- [142] F.J. Pazzaglia, T.W. Gardner, D.J. Merrittz. *Bedrock Fluvial Incision and Longitudinal Profile Development Over Geologic Time Scales and Determined by Fluvial Terraces*. *Rivers Over Rock : Fluvial Processes in Bedrock Channels*, edited by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, AGU Monogr, 207-235, 1998.
- [143] Perrodon A., Zabek J., -Paris basin- In "interior cratonic basins", M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz, J.J. Eidel eds. -*Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, Tulsa, n.51, p633-679, 1990.

- [144] Pilotti M., B. Bacchi. *Distributed evaluation of the contribution of soil erosion to the sediment yield from a watershed*. Earth surface processes and landforms, vol22,1239-1251,1997.
- [145] Pinet P., Souriau M., Continental erosion and large-scale relief, *Tectonics*, 7(3), 563-582, 1988.
- [146] Pissart A., La Meuse en France et en Belgique. Formation du bassin hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements. In : Macar P. (Ed.), *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord*, Centenaire Soc. Géol. Belg., Liège, p. 105-131.
- [147] Postma H., 1967, Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. *Estuaries*, G.H. Lauff (Editor), AAAS, Washington, v. 83, p. 158-179.
- [148] Probst J-L., Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sciences géologiques*, n.94, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 161 pages, 1992.
- [149] Pye K., *Sediment Transport and Depositional processes*, Blackwell Scientific publications, 397 pages, 1994.
- [150] Rotnicki A, Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications. *Temperate palaeohydrology*, edited by Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B., 1991.
- [151] Ruh-Ming Li, D.B. Simons, Dynamic modelling of channel Responses. Gravel-bed Rivers, edited by R.D. Hey, J.C. Bathurst and C.R. Thorne, 1982 John Wiley and Sons Ltd, 469-485, 1982.
- [152] Rubey W.W., Geology and mineral resources of the Hardin and Brussels quadrangles (in Illinois). United States Geological Survey Professional paper, 218, 1952.
- [153] Ryan W.B.F and Cita M.B., The nature and distribution of Messinian erosional surfaces. Indicators of a several-kilometers-deep Mediterranean in the Miocene. *Mar. Geol.*, vol. 27, 3/4, p.193-230.1978.
- [154] Saint-Laurent D., Guimont P., Dynamique fluviale et évolution des berges du cours inférieur des rivières Nottaway, Broadback et de Rupert en Jamésie (Quebec). *Géographie physique et Quaternaire*, vol.53, n.3, 389-399, 1999.
- [155] Schaller M., F. von Blanckenburg, A. Veldkamp, L.A. Tebbens, N. Hovius, P.W. Kubik. A 30000yr record of erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in middle European river terraces. *Earth and planetary science letters* 204, 307-320, 2002.
- [156] A.E. Scheidegger. *Geomorphology*, Springer-verlag, p 245, 1961.
- [157] Schlupp, A., Clauzon, G., Avouac, J-P., 2001. Post-Messinian movement along the Nimes Fault : implication for the seismotectonics of Provence (France). *Bulletin Societe geologique de France* 172, n.6, 697-711.
- [158] J. Schmidt. Modelling long-term soil loss and landform change Overland Flow, hydraulics and erosion mechanics, edited by A.J. Parsons and A.D. Abrahams, UCL press, 409-433, 1992.
- [159] Schneyder J., Amplitudes des variations du niveau de la mer au Quaternaire. Mémoire de DEA, Université de Lille, 32 pages, 1999.
- [160] Schumm S.A. 1963. The disparity between present rates of denudation and orogeny. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 454-H, 51-63.
- [161] Schumm S.A., 1993. River response to base level change : implications for sequence stratigraphy. *The journal of geology*, 101, 279-294, 1993.
- [162] H. Scoging. *Modelling overland-flow hydrology for dynamic hydraulics* Overland Flow, hydraulics and erosion mechanics, edited by A.J. Parsons and A.D. AAbrahams, UCL press, 1992.
- [163] Shacleton N.J., Opdyke N.D., Oxygen-Isotope and Paleomagnetic stratigraphy of pacific core V28-239 late pliocene to latest pleistocene. *Geological society of america*, 449-464, 1976.

- [164] Shakleton N.J., Berger A., W.R. Peltier. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Transactions of the Royal Society of Edimbourg*, vol 81, 251-261, 1990.
- [165] Sinha S.K., Parker G., Causes of concavity in longitudinal profiles of rivers. *Water Resources Research*, vol.32, n.5, 1417-1428, 1996.
- [166] L. Sklar, W.E Dietrich. River Longitudinal Profiles and Bedrock Incision Models : Stream Power and the Influence of Sediment Supply Rivers Over Rock : Fluvial Processes in Bedrock Channels, edited by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, AGU Monogr, 237-260, 1998.
- [167] L. Sklar, W.E Dietrich. Sediment and rock strenght controls on river incision into bedrock. *Geological Society of America*. 29, n.12, 1087-1090, 2001.
- [168] Starkel L., Reflexion of the glacial-interglacial cycle in the evolution of the Vistula river Bassin, Poland. *Terra Nova*, 6, 486-494, 1994.
- [169] M.A. Summerfield, N.J. Hulton. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of geophysical research*, 99, n.B7, 13,871-13,883, 1994.
- [170] Tebbens L.A., Veldkamp A., Kroonenberghe S.B., the onset of post glacial soil formation recorded in late Weichselian and early holocene Meuse river sediments (The Netherlands). In Botrell S.H. (Ed.), *Proceedings of the Fourth international Symposium on the Geochemistry of the Earth's surface*, Ikley, England, 22-28, 1996
- [171] Tebbens L.A., Veldkamp A., Westerhoff A., Kroonenberg S.B., Fluvial incision and channel downcutting as a response of late glacial and early holocene climate change : the lower reach of the river meuse (Maas), the Netherlands. *Journal of Quaternary Science* 14, 59-75, 1999.
- [172] Tebbens L.A., A. Veldkamp, J.J. Van Dijke, J.M. Schoorl, Modelling longitudinal-profile development in response to late Quaternary tectonics and sea-level changes : the river Meuse *Global and Planetary Change*, 27, 165-186, 2000.
- [173] Tebbens L.A., A. Veldkamp, Late Quaternary evolution of fluvial sediment composition : a modelling case study of the river Meuse. *Global and Planetary Change*, 27, 187-206, 2000.
- [174] Tesson M., Allen G. Contrôle tectonique et eustatique haute-fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricratonique. Exemple du Golfe du Lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires. *C.R. Geoscience* 320, 39-46, 1995.
- [175] W.A. Thomas. *Mathematical Modelling of Sediment Movement*. Gravel-bed Rivers, edited by R.D. Hey, J.C. Bathurst and C.R. Thorne, 1982 John Wiley and Sons Ltd, 487-these.bbl508, 1982.
- [176] Tucker G.E., R.L. Slingerland, Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments : A numerical modelling study. *Journal of Geophysical Research*, vol.99, NO.B6, p12,229-12243, 1994.
- [177] Turcotte D.L., Schubert G., Geodynamics : application of continuum Physics to Geological problems. *John Wiley, New York*, 450 pages, 1982.
- [178] Van Balen R.T., R.F. Houtgast, F.M. Van der Wateren, J. Vandenberghe, P.W. Bogaart. Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. *Global and Planetary Change*, 27, p. 113-129, 2000.
- [179] Vandenberghe J., C. Kasse, S. Bohncke, S. Kozarski, Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition : a comparative study of the Warta and Maas rivers. *Terra Nova*, vol.6, n.5, 476-485, 1994.
- [180] van der Beek P., P. Bishop, Cenozoic river development in the upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models. *Journal of Geophysical Research*, vol.108, N.B6, 2309, doi.1029/2002JB002125, 2003.

- [181] Van Heijst M.W.I.M., G. Postma, Fluvial response to sea-level changes : a quantitative analogue, experimental approach. *Basin Research*, 13, 269-292, 2001.
- [182] Van Huissteden J. Ko, P.L. Gibbard, R.M. Briant, Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stage 4 and 3. *Quaternary International* 79, 75-88, 2001.
- [183] Van Vliet-Lanoë B., Laurent M., Everaerts M., Mansy J-L., Mandy G., Evolution néogène et quaternaire de la Somme, une flexuration tectonique active. *Compte-rendue de l'académie des sciences*, 331, 151-158, 2000.
- [184] Veldkamp A., S.E.J.W. Vermulen, River terrace formation, modelling, and 3-D graphical simulation. *Earth surface processes and landforms*, vol 14, 641-654,1989.
- [185] Veldkamp A., A 3-D model of Quaternary terrace development, simulations of terrace stratigraphy and valley asymetry : a case study for the Allier Terraces (Limagnes, France). *Earth surface processes and landforms*, vol 17, 487-500, 1992.
- [186] Veldkamp A., M.W. van den Berg, Three-dimensional modelling of Quaternary fluvial dynamics in a climo-tectonic dependent system. A cas study of the Maas record (Maastricht, The Netherlands). *Global and Planetary Change*, 8, 203-218, 1993.
- [187] Veldkamp A., J.J. van Dijke, Simulating internal and external controls on fluvial terrace stratigraphy : a qualitative comparison with the Maas record. *Geomorphology*,33, 225-236,2000.
- [188] Veldkamp A., L.A. Tebbens, Registration of abrupt climate changes within fluvial systems : insights from numerical experiments. *Global and Planetary Change*, 28, 129-144, 2001.
- [189] Wainwright J., A.J. Parsons, Sensitivity of sediment-transport equations to errors in hydraulic models of overland flow. *Modelling Soil Erosion by water*, NATO ASI series vol.55, 271-284, 1998.
- [190] Watts A.B., McKerrow W.S., E. Fielding, Lithospheric flexure, uplift, and landscape evolution in south-central England. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 157, 1169-1177, 2000.
- [191] J.K. Weissel et G.D. Karner. *Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension*. J. Geophys. Res., 94, 13,919-13,950, 1989.
- [192] J.K. Weissel, M.A. Seidl. Inland Propagation of Erosional Escarpements and rivers Profile Evolution Accross the Southeast Australian Passive Continental Margin. *Rivers Over Rock : Fluvial Processes in Bedrock Channels*,edited by K.J. Tinkler and E.E. Wohl, AGU Monogr,189-206, 1998.
- [193] Wiberg P.L., J. Dungan Smith. Calculation of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments. *Water Resources research*, vol. 23, n. 8, p. 1471-1480, 1987.
- [194] Wiberg P.L., J. Dungan Smith. A theoretical model for saltating grains in water. *Journal of Geophysical Research*, vol.90, n.C4, 7341-7354, 1985.
- [195] Wilcox B.P., J.R. Simanton. Predicting runoff in semiarid woodlands : Evaluation of the WEPP model. *Modelling soil erosion by water*, NATO ASI series, edited by J. Boardman and D. Favis-Mortlock,vol.55,p43-53, 1998.
- [196] G. Willgoose, R.L. Bras and I. Rodriguez-Iturbe. *A coupled channel Network growth and hillslope evolution model (2. Theory)*. *Water Resources Research*, vol.27, No. 7, 1671-1684, july 1991.
- [197] G. Willgoose, R.L. Bras and I. Rodriguez-Iturbe. *A coupled channel Network growth and hillslope evolution model (2. Nondimensionalization and applications)*. *Water Resources Research*, vol.27, No. 7, 1685-1686, july 1991.
- [198] Wiberg P.L. and J. Dungan Smith, Calculation of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments, *Water Resources Research*, v. 23, p.1471-1480, 1987.
- [199] Wyns R., Tectonique récente dans l'ouest du bassin Parisien. Méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires. *Bulletin de la société géologique de France*, 5, 1093-1103.

- [200] Zagwijn W.H., The Netherland during th Tertiary and the Quaternary : a case history of coastal lowland evolution. Geol Mijnb., 68, 107-120, 1989.

Chapitre 8

Annexe

8.1 Solution analytique à l'équation de conservation de la masse

A partir de l'équation différentielle

$$\frac{\delta z}{\delta t} = \frac{K}{\gamma_s} \frac{\delta^2 z}{\delta x^2} + B$$

où $k = \frac{K}{\gamma_s}$ est le coefficient de diffusion,

γ_s est la masse de sédiments par m^3 ,

q_s est la densité de sédiments,

t le temps écoulé depuis l'abaissement du niveau de base,

$z(x, t)$ l'élévation au temps t au point d'abscisse x ,

B est le flux latéral de sédiments obtenue empiriquement,

il est possible d'obtenir une solution analytique [28].

Si $B = B_0 e^{-bx}$ alors la solution analytique de cette équation s'écrit

$$z(x, t) = ax + (Y_0 + \frac{B_0}{kb^2}) \operatorname{erf}(\frac{x}{2\sqrt{kt}}) + \frac{B_0}{kb^2} D \quad (8.1)$$

avec

$$D = 1 - \exp(-bx) + \frac{1}{2} \exp(kb^2 t - bx) \operatorname{erfc}(b\sqrt{kt} - \frac{x}{2\sqrt{kt}}) - \frac{1}{2} \exp(kb^2 t + bx) \operatorname{erfc}(b\sqrt{kt} + \frac{x}{2\sqrt{kt}}) \quad (8.2)$$

La solution analytique à l'équation de la masse ne permet pas de tester les conséquences de la variation de lithologie, ou de débit étant donné que celle-ci n'est valide que pour $k=\text{constante}$. Elle limite également le choix du relief initial.

8.2 Méthode des différences finies pour le calcul de la conservation de la masse

Pour résoudre l'équation de conservation de la masse :

$$\frac{\delta z(x, t)}{\delta t} = \frac{\delta^2 k(x, t) z(x, t)}{\delta x^2}$$

on utilise les approximations classiques des dérivées premières et seconde par différences finies :

$$\begin{aligned}\frac{\delta z(x_j, t_n)}{\delta t} &\approx \frac{z(x_j, t_{n+1}) - z(x_j, t_n)}{\Delta t} \\ \frac{\delta^2 f(x_j, t_n)}{\delta x^2} &= \frac{\delta^2 k(x_j, t_n) z(x_j, t_n)}{\delta x^2} \approx \frac{f(x_{j+1}, t_n) - 2f(x_j, t_n) + f(x_{j-1}, t_n)}{\Delta x^2} \\ &= \frac{k(x_{j+1}, t_n) z(x_{j+1}, t_n) - 2k(x_j, t_n) z(x_j, t_n) + k(x_{j-1}, t_n) z(x_{j-1}, t_n)}{\Delta x^2}\end{aligned}$$

On obtient alors,

$$z(x_j, t_{n+1}) = z(x_j, t_n) + \frac{\Delta t}{\Delta x^2} [k(x_{j+1}, t_n) z(x_{j+1}, t_n) - 2k(x_j, t_n) z(x_j, t_n) + k(x_{j-1}, t_n) z(x_{j-1}, t_n)]$$

Cette dernière équation peut être réécrite pour l'implémentation sous la forme :

$$z[j][n+1] = z[j][n] + \frac{\Delta t}{2\Delta x^2} (k[j+1][n] z[j+1][n] - 2k[j][n] z[j][n] + k[j-1][n] z[j-1][n])$$

Dans la pratique il faut fixer les conditions initiales ($z(x, t=0)$ et $k(x, t=0)$) et les conditions aux limites ($z(x = L_{min}, t)$, $z(x = L_{max}, t)$).

tamis (mm) prof. ech. (m)	8.3-10.5m	10.5-13.0m
50mm	66%	95%
20mm	52%	50%
10mm	37%	37%
5mm	29%	28%
2mm	20%	21%
1mm	15%	17%
0.4mm	11%	15%
0.2mm	9%	13%
0.1mm	8%	10%
0.08mm	7%	9%

TAB. 8.1 – *Données de granulométrie dans la région d'Abbeville (document BRGM 1975).*

tamis (mm) prof. ech. (m)	3.9-6.10m	6.1-7.1m	7.10-8.2m
50mm	99%	pas de données	96%
20mm	88%		73%
10mm	77%		47%
5mm	43%		30%
2mm	27%		20%
1mm	22%		14%
0.4mm	19%		10%
0.2mm	15%		7%
0.1mm	13%		6%
0.08mm	12%		5%

TAB. 8.2 – *Données de granulométrie dans la région d'Hallencourt (document BRGM 1975).*

8.3 Données de granulométrie

tamis (mm) prof. ech. (m)	2-2.50m	2.5-3m	3-3.80m
50mm	85%	pas de données	100%
20mm	58%		60%
10mm	50%		35%
5mm	42%		26%
2mm	36%		20%
1mm	33%		18%
0.4mm	29%		15%
0.2mm	28%		13%
0.1mm	26%		10%
0.08mm	25%		9%

TAB. 8.3 – *Données de granulométrie dans la région d'Amiens (document BRGM 1975).*

tamis (mm) prof. ech. (m)	5-5.5m	5.5-7m	7-7.50m
50mm	0%	pas de données	0%
20mm	99%		96%
10mm	97%		81%
5mm	95%		67%
2mm	86%		55%
1mm	78%		51%
0.4mm	68%		47%
0.2mm	61%		43%
0.1mm	59%		39%
0.08mm	58%		37%

TAB. 8.4 – *Données de granulométrie dans la région Moreuil dans la vallée de la Selle (document BRGM 1975).*

8.4 Données hydrologiques

Données sur la Somme d'après les données de la DIREN (débit moyen, Aire de drainage), d'après un rapport d'expertise ministériel de 2001 suite aux crues de la Somme (débit moyen, Aire de drainage), à partir des cartes topographiques au 1/25000 (distance à la mer, largeur du lit majeur). Les débits de crue ont été calculé à partir du débit moyen sur la base de l'équation (5.3).

Lieux	distance à la mer (m)	débit moyen (m^3/s)	débit de crue (m^3/s)	largeur lit majeur (m)	Aire de drainage m^2
St-Valérie	7000	35.5	342.2	2300	5842×10^6
Abbeville	26300	33.4	328.1	1980	5560×10^6
Confl. Nièvre	43500	28.2	291.95	1700	-
Hangest	46000	26.2	277.5	1640	-
Confl. Selle	65000	26.72	281.3	1400	-
Amiens	68900	22.72	251.5	1340	3800×10^6
Longueau	70900	17.2	207.6	1320	-
Confl. Ancre	92000	8.95	132.2	1080	-
Péronne	135700	6.25	103.2	730	1160×10^6
St-Quentin	184000	1	29.15	460	150×10^6
Fontsommes	200700	0.2	9.6	400	57×10^6

Données hydrologiques sur la Seine d'après les mesures de la DIREN (Débit moyen, Aire de drainage) et les cartes topographiques IGN au 1/25000 (largeur du lit mineur, distance à la ligne de côte).

Lieux	Distance à la ligne de côte (m)	Débit moyen (m^3/s)	Débit de crue (m^3/s)	Largeur lit mineur (m)	Aire de drainage (m^2)
Tancarville	7000	500	2148	500	78650×10^6
Poses	100000	415	1867	200	65000×10^6
Poissy	192000	486	2082	187	64200×10^6
Paris-Austerlitz	235000	407	1842	150	43800×10^6
Alfortville	237000	180	1049	150	30800×10^6
Villeneuve St-Georges	240000	204	1143.6	150	-
Pont-sur-seine	375000	77	584	50	8760×10^6
Mery-sur-seine	399000	32	319	45	3880×10^6
Troyes	425000	30	305	45	-
Bar-sur-Seine	459000	23.7	259	40	2340×10^6
Nod-sur-Seine	508000	3	62.2	12	-

Données hydrologiques sur la Marne d'après les mesures de la DIREN (Débit moyen, Aire de drainage) et les cartes topographiques IGN au 1/25000 (largeur du lit mineur, distance à la ligne de côte).

Lieux de crue	Distance à la ligne de côte (m)	Débit moyen (m^3/s)	Débit de crue (m^3/s)	largeur lit mineur (m)	Aire de Drainage (m^2)
Noisiel	252000	109.8	745.8	75	12500×10^6
Matougues	424000	70.3	548.3	65	6530×10^6
Chalons	435000	75.7	577	65	6280×10^6
Frignicourt	469000	38.9	364	40	3290×10^6
St-Dizier	495000	32.7	323	40	3280×10^6
Marnay-sur-Marne	583000	3.6	70.5	-	1700×10^6

Données hydrologiques sur la Meuse d'après les mesures de la DIREN (Débit moyen, Aire de drainage) et les cartes topographiques IGN au 1/25000 (largeur du lit mineur, distance à la ligne de côte).

Lieux	distance à la ligne de côte (m)	Débit moyen (m^3/s)	Débit de crue (m^3/s)	largeur lit mineur (m)	Aire de Drainage (m^2)
Goncourt	35856	4.12		25	364×10^6
Domremy	61455	12.8		40	1032×10^6
Chalaines	84707	21.1		40	1717×10^6
Commercy	117150	26.7		40	2320×10^6
St-Mihiel	133917	29.9		50	2540×10^6
Belleville	183031	40.1		75	3240×10^6
Stenay	237630	49.3		50	3904×10^6
Montcy-notre-Dame	298198	104		87.5	7724×10^6
Aval confl. Semoy	-	130		240	9170×10^6
Chooz	372625	148			10120×10^6